



DIRK NÜRNBERG

**HAUPT- UND SPURENELEMENTE
IN FORAMINIFERENGEGÄUSEN**

**HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND
OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK
WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS**

89 S 701/8

GEOMAR
- Bibliothek -
Wischhofstr. 1-3
2300 KIEL 14

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1991

GEOMAR REPORT 8

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



DIRK NÜRNBERG



82 2 5018

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Herausgeber: Jörn Thiede

Editor: Jörn Thiede

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Abstract

I. Einleitung

1. **Rekonstruktion ozeanographischer Parameter mit geochemischen Methoden:**
Einführung und Zielsetzung 1

2. **Bathymetrie und Ozeanographie im Europäischen Nordmeer** 2

3. **Haupt- und Spurenelemente im ozeanischen Milieu** 7

- 3.1 Herkunft und Recycling von chemischen Elementen im Meerwasser 7

- 3.2 Verteilung der Haupt- und Spurenelemente im Meerwasser 8

- 3.3 Geochemische Signale in Foraminiferengehäusen 9

- 3.3.1 Magnesium und Strontium 9

- 3.3.2 Cadmium, Barium und Zink 10

II. Methoden 10

1. **Das Untersuchungsmaterial** 10

- 1.1 Sedimentoberflächenproben und Sedimentkerne 10

- 1.1.1 Stratigraphische Grundlagen 13

- 1.1.2 Alters-Teufen-Beziehungen und Sedimentationsraten 14

- 1.2 Auswahl der Foraminiferenarten für elementanalytische Untersuchungen 15

- 1.2.1 Planktische Foraminiferen 15

- 1.2.2 Benthische Foraminiferen 15

- 1.3 Der Einfluß der Foraminiferengehäusegröße auf den
Gehäusechemismus 16

2. **Statistische Auswertung der Haupt- und Spurenelementanalysen** 17

- 2.1 Statistische Grundparameter 17

- 2.2 Explorative Datenanalyse 17

- 2.3 Multivariate statistische Verfahren 18

- 2.3.1 Faktorenanalyse 18

- 2.3.2 Clusteranalyse 19

- 2.4 Zeitserien 19

3. **Elementanalytische Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde** 19

- 3.1 Präparation der Foraminiferengehäuse 19

- 3.2 Die Elektronenstrahl-Mikrosonde und ihre analytische Empfindlichkeit 20

- 3.3 Semi-quantitative Spurenelementanalysen: "Peak/background"-Verhältnisse 21

- 3.4 Anzahl der Punktanalysen in den Foraminiferengehäusen 24

- 3.5 Einfluß der Proben-Kontamination auf die Reproduzierbarkeit der Analysen 26

4. **Frühdiaagenetische Prozesse und Gehäuse-interne Verteilung
der Haupt- und Spurenelemente** 29

- 4.1 Der Einfluß der Karbonatlösung auf die Elementgehalte in
Foraminiferengehäusen 29

- 4.1.1 Lösungsversuche an Gehäusen von *N. pachyderma* sin. 32

- 4.1.2 Fragmentierungsgrade von Foraminiferengehäusen als Anzeichen für
Karbonatlösung 33

- 4.1.3 Wassertiefen-abhängige Karbonatlösung 35

III.	Ergebnisse	37
1.	Gehäuse-interne Verteilung von Haupt- und Spurenelementen	37
2.	Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus rezenter benthischer und planktischer Foraminiferen aus Sedimentoberflächenproben	38
2.1	Magnesium in Foraminiferengehäusen	38
2.2	Barium, Cadmium und Zink in Foraminiferengehäusen	44
3.	Paläo-geochemische Variabilität im Gehäusechemismus benthischer und planktischer Foraminiferen aus Sedimentkernen des nordöstlichen Nordatlantiks, der Norwegischen See und der Framstraße	45
3.1	Magnesium in planktischen Foraminiferengehäusen	45
3.2	Magnesium in benthischen Foraminiferengehäusen	51
3.3	Strontium in Foraminiferengehäusen	53
3.4	Eisen in Foraminiferengehäusen	53
3.5	Cadmium, Barium und Zink in Foraminiferengehäusen	53
4.	Multivariate statistische Methoden zur Identifizierung von Übereinstimmungen zwischen geochemischen und sedimentologischen Parametern	60
4.1	Faktorenanalyse	60
4.2	Clusteranalyse	62
IV.	Diskussion	64
1.	Der Gehäusechemismus benthischer Foraminiferen im Abbild rezenter ozeanographischer Verhältnisse	64
1.1	Rückschlüsse auf Temperaturänderungen der Bodenwassermassen aus Magnesium-Konzentrationen rezenter Foraminiferengehäuse	64
1.2	Barium-Konzentrationen rezenter benthischer Foraminiferengehäuse: Indikation für Nährstoffgehalte und Hydrothermalismus	65
2.	Die thermale Entwicklung der Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer und nordöstlichen Nordatlantik während der letzten 180.000 Jahre	67
2.1	Der Einfluß von Salinitätsschwankungen auf die Magnesium-Gehalte von Foraminiferengehäusen	68
2.2	Magnesium in planktischen Foraminiferengehäusen als Anzeiger für thermale Änderungen in den Oberflächenwassermassen: Vergleich zu sedimentologischen und isotope-geochemischen Parametern	69
2.3	Magnesium-Gehalte benthischer Foraminiferengehäuse: Ausdruck sich ändernder Bodenwassermassen?	81
2.4	Strontium als paläo-thermaler Indikator in Foraminiferengehäusen	83
3.	Die Nährstoffsituation der Oberflächenwassermassen im östlichen Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik	83
3.1	Indikatoren für erhöhte Nährstoffgehalte in Meerwasser	83
3.2	Mögliche Prozesse zur Steigerung der Wassermassenproduktivität	84
3.3	Entwicklung der Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen während der letzten 180.000 Jahre	85
4.	Nährstoffgehalte in Bodenwassermassen der Norwegischen See - Hinweise auf Tiefwasserbildung?	92

V. Schlußfolgerungen	94
VI. Danksagung	97
VII. Literaturverzeichnis	98

Anhang

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen in englisch und deutsch

Der Datenanhang zur Arbeit (Tabellen I-IX) kann bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14, Bundesrepublik Deutschland, eingesehen werden

Zusammenfassung

Zur Rekonstruktion der zeitlichen und räumlichen meereschemischen Variabilität und der thermalen Geschichte der Tiefen- und Oberflächenwassermassen können Haupt- und Spurenelemente in kalzitischen Foraminiferengehäusen herangezogen werden. Die durchgeführten Multi-Element-Analysen an Gehäusen benthischer (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *O. umbonatus*, *H. elegans*, *Uvigerina* spp.) und planktischer Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikroanalyse decken Beziehungen zwischen dem Gehäusechemismus und ozeanographischen bzw. klimatischen Parametern auf: Die Analyse von Magnesium in kalzitischen Foraminiferengehäusen erlaubt die hochauflösende thermale Rekonstruktion von Oberflächenwassermassen. Mit Cadmium und Barium ergeben sich Produktivitätsindikatoren für Boden- und Oberflächenwassermassen, durch die Rückschlüsse auf klimatische und ozeanographische Änderungen möglich werden. Sedimentologisch und mikropaläontologisch detailliert bearbeitete Sedimentkerne im Einflußbereich der heutigen Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes entlang eines Profils, das sich vom Rockall Plateau im nordöstlichen Nordatlantik bis in die Framstraße erstreckt, wurden herangezogen, um geochemische Variationen über mehrere Interglazial/Glazial-Wechsel bis in das Sauerstoffisotopenstadium 6 (ca. 180.000 J.v.h.) systematisch zu untersuchen.

Die physiko-chemischen Multi-Feststoffanalysen in Querschnitten einzelner Foraminiferengehäuse erlauben die Quantifizierung von Kalzium, Magnesium, Eisen und Strontium sowie die semi-quantitative Identifizierung der Spurenelemente Cadmium, Barium und Zink. Probenkontamination und eine Beeinflussung der Elementgehalte durch frühdiagenetische Prozesse können für den untersuchten Zeitraum ausgeschlossen werden, so daß von tatsächlich klimatisch- bzw. ozeanographisch induzierten Elementvariationen ausgegangen werden kann.

Erstmals wird die Temperatur-gesteuerte Kalzium-Substitution durch Magnesium in *N. pachyderma* sin. gezeigt. Die Übereinstimmung zu Glazial/Interglazial-Wechseln und zu Sauerstoffisotopensignalen kann mit statistischen Methoden belegt werden. Hohe Magnesium-Konzentrationen erscheinen während der Interglazialzeiten, niedrige treten während der Glaziale auf. Dabei werden selbst kurzfristige thermale Ereignisse wie die "Jüngere Dryas" im Magnesium-Signal reflektiert. Die Magnesium-Variationen stellen damit ein neues, hochauflösendes stratigraphisches "Werkzeug" bereit, das vor allem in hohen Breiten aufgrund des Nicht-Reagierens auf Salinitätsschwankungen Vorteile gegenüber den Sauerstoffisotopen-Signalen aufweist und die differenzierte paläo-ozeanographische Rekonstruktion der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes möglich macht.

Ausgeprägte Magnesium-Schwankungen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. während der Sauerstoffisotopenstadien 6 und 3 kennzeichnen eine in Zeit und Raum wesentlich differenziertere Oberflächenzirkulation, als bisher angenommen wurde. Der drastische Anstieg der Magnesium-Konzentrationen zu Beginn des Stadiums 5 deutet auf den beginnenden Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer. Dieser Einstrom erfolgte während des Substadiums 5.53 unterhalb eines bestehenden Schmelzwasserdeckels und etablierte sich erst in Substadium 5.51 im gesamten Oberflächenbereich. Eine entsprechende Situation ergab sich während der Termination I. In Übereinstimmung mit Coccolithen-Daten sprechen die hohen Magnesium-Konzentrationen in planktischen Foraminiferengehäusen für die Ausbildung eines "Norwegenstromes" während der Substadien 5.3 und 5.1. Ein völliges Aussetzen dieses Einstroms bzw. eine drastische Abkühlung der oberflächennahen Wassermassen ist während der Substadien 5.4 und 5.2 sowie für die Glazialstadien 4 und 2 zu beobachten. Die klimatische "Verbesserung" zum Holozän wird bei zunehmenden Magnesium-Konzentrationen durch den Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen eingeleitet, die während der Termination Ia mit Sicherheit das Vöring Plateau erreichten, sich jedoch in der Framstraße erst während der Termination Ib etablierten.

Schwer zu fassende Vital- und Habitateffekte scheinen ozeanographisch verursachte Magnesium-Änderungen in benthischen Foraminiferengehäusen zu überprägen. Das Zusammenwirken dieser Effekte mit einem "Temperatur-Schwellenwert", der die Höhe der Magnesium-Konzentration steuert, und geringen Änderungen der Bodenwassermassentemperaturen während der Glazial/Interglazial-Wechsel relativieren die Anwendungsmöglichkeiten von Magnesium in benthischen Foraminiferengehäusen für paläo-ozeanographische Rekonstruktionen.

Barium und Zink zeigen in planktischen Foraminiferengehäusen geochemische Übereinstimmungen zu Cadmium, das als direkter Nährstoffanzeiger für Wassermassen dient. Die Signifikanz von Cadmium als Produktivitätsanzeiger kann durch die Korrelation zu planktischen Primärproduzenten unterstrichen werden. Systematische Cadmium-Untersuchungen an *N. pachyderma* sin. lassen erkennen, daß die Cadmium-Variationen nicht an Glazial/Interglazial-Wechsel gebunden sind. Vielmehr treten zeitgleiche "Produktivitätsereignisse" bei ca. 9000-10.000 J.v.h., bei ca. 27.000 J.v.h., zwischen ca. 40.000 J.v.h. und 45.000 J.v.h., zwischen 110.000 J.v.h. bis ca. 130.000 J.v.h. und bei ca. 180.000 J.v.h. im östlichen Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik auf. Ursachen für eine relative Erhöhung der Oberflächenproduktivität liegen vor allem im Einstrom nährstoffreicher nordatlantischer Wassermassen und in großräumigen Abschmelzphasen auf der nördlichen Hemisphäre. Benthische Foraminiferen zeigen während der letzten 180.000 Jahre keine signifikanten Änderungen der Cadmium-Konzentrationen im östlichen Europäischen Nordmeer, so daß von sich nicht wesentlich ändernden Nährstoffgehalten in tiefen Meeresbereichen ausgegangen werden muß.

Abstract

Chemical elements in calcitic foraminiferal tests may serve to reconstruct the spatial and temporal variability as well as the thermal history of deep and surface water masses. Multi-element analyses of benthic (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *O. umbonatus*, *H. elegans*, *Uvigerina* spp.) and planktonic foraminiferal tests (*N. pachyderma* sin.) performed by microprobe reveal relations between the geochemical composition of foraminiferal tests and oceanographic and climatic parameters: the analysis of magnesium in calcitic foraminiferal tests makes the thermal reconstruction of surface water masses possible. Cadmium and barium as paleoproductivity indicators in bottom and surface water masses may reveal oceanographic changes. Sediment cores along a transect reaching from the Rockall Plateau in the northeastern North Atlantic to the Fram Strait and lying under the influence of the North Atlantic Drift and the Norwegian Current were used to systematically investigate geochemical variations for several glacial/interglacial changes down to oxygen isotope stage 6 (approximately the last 180,000 years).

Physico-chemical element analyses in chamber wall profiles of single foraminiferal tests make it possible to identify calcium, magnesium, iron, and strontium quantitatively. Cadmium, barium and zinc can be identified semi-quantitatively. Sample contamination as well as the influence of early diagenetical processes altering the original element content can be ruled out at least for the last 180,000 years, implying that element variations are triggered by paleoceanographic and/or climatic processes.

For the first time, the temperature related calcium substitution by magnesium is shown in tests of *N. pachyderma* sin. The correspondance of magnesium to glacial/interglacial changes and to oxygen isotope signals is supported by statistical methods. High magnesium concentrations appear during interglacials, whereas low magnesium concentrations occur during glacial periods. Even short climatic events such as the "Younger Dryas" are reflected in the magnesium signal. Magnesium variations, therefore, may serve as a new, highly resolving stratigraphical tool even at high latitudes. Because it is not influenced by salinity changes, magnesium shows convincing advantages in contrast to oxygen isotopes, thus making the differential paleoceanographic reconstruction of the North Atlantic Drift and the Norwegian Current possible.

During oxygen isotope stages 6 and 3 significant magnesium variations in tests of *N. pachyderma* sin. reflect a spatially and temporally more differentiated surface water circulation than previously assumed. The drastic increase in the magnesium-concentration at the beginning of stage 5 points to the onsetting influx of relatively warm North Atlantic surface waters into the Norwegian-Greenland Sea. During substage 5.53 the proposed influx took place below an existing melt water cover. Since substage 5.51 the "Norwegian Current" is established in the entire surface domain. A similar development of surface water masses is observed during Termination I. In agreement with coccolith

data, high magnesium-concentrations in planktonic foraminiferal tests reflect the establishment of the "Norwegian Current" even during substages 5.3 and 5.1. An entire reduction or drastic cooling of surface water masses can be observed from magnesium data for substages 5.4 and 5.2 as well as for glacial stages 4 and 2. The climatic "improvement" at the beginning Holocene was launched by the influx of relatively warm North Atlantic water masses, which reached Vöring Plateau during Termination 1A, however, established in the Fram Strait not before Termination 1B.

Oceanographically induced magnesium variations in tests of benthic foraminifers seem to be overprinted by vital and habitat effects. In combination with a distinct temperature value limiting calcium-substitution by magnesium and very small temperature changes in bottom water masses through time, these factors restrict the application of magnesium in benthic foraminiferal tests as a paleoceanographic indicator.

Barium and zinc in planktonic foraminiferal tests show convincing geochemical correlations to cadmium, which can be applied as a direct indicator for nutrients in water masses. The significance of cadmium as a paleoproductivity indicator is supported by a clear correspondance between cadmium and diatoms, which was able to be shown here for the first time. Systematic analyses of cadmium in tests of *N. pachyderma* sin. demonstrate that cadmium-variations are not related to glacial/interglacial changes. However, contemporaneous "productivity events" between approximately 9000 and 10,000 years BP, at approximately 27,000 years BP, between 40,000 and 45,000 years BP, between 110,000 and 130,000 years BP and at approximately 180,000 years BP occur in the Norwegian Sea and the northeastern North Atlantic. Causes for a relative increase in surface water productivity lie on the one hand in the influx of North Atlantic surface water masses rich in nutrients and on the other hand in drastic melting events of ice sheets in the northern hemisphere. In the Norwegian Sea, benthic foraminifers do not show significant variations in cadmium concentrations during the last 180,000 years, implying non-changing nutrient contents in bottom water masses.

Fool: Canst tell how an oyster makes his shell?
 Lear: No.
 Fool: Nor I neither; but I can tell why a snail has a house.
 Lear: Why?
 Fool: Why, to put his head in.

(W. Shakespeare: King Lear, Act 1; Scene 5)

I. Einleitung

1. Rekonstruktion ozeanographischer Parameter mit geochemischen Methoden Einführung und Zielsetzung

In den letzten zehn Jahren wurden verstärkte Anstrengungen unternommen, die Zirkulationsmuster der Oberflächen- und Bodenwassermassen der Weltozeane für den Zeitraum der letzten Glazial/Interglazial-Zyklen zu rekonstruieren. Der Chemismus der Wassermassen, der neben dem terrestrischen und vulkanischen Eintrag weitgehend durch biologische Prozesse gesteuert wird, ist ein bedeutendes Charakteristikum und stellt in Zusammenhang mit der Wassermassenzirkulation einen der wichtigsten Faktoren für die Regulierung des globalen, atmosphärischen Kohlendioxid-Haushaltes dar (Broecker, 1989; Boyle, 1990). Der Weltozean ist das einzige wirkungsvolle Kohlenstoff-Reservoir, das zur Erklärung der großen atmosphärischen CO₂-Schwankungen während der letzten Glazial/Interglazial-Zyklen herangezogen werden kann.

Tiefseesedimente spiegeln nahezu lückenlos die klimatische Entwicklung über geologische Zeiträume wieder, wobei eine zeitliche Auflösung bis zu wenigen Jahrhunderten möglich wird. Fossilisierbare Organismengruppen in Verbindung mit der Zusammensetzung der Artengemeinschaften, ihrer Verteilungsmuster und ihrer isotope-geochemischen Zusammensetzung werden zur Rekonstruktion der hydrographischen Eigenschaften rezenter und fossiler Oberflächen- und Bodenwassermassen herangezogen.

Ein wichtiger Schritt zur Rekonstruktion der chemischen Variabilität der Weltmeere in Zeit und Raum ist die Überprüfung, inwieweit marines Plankton und Benthos Haupt- und Spurenelemente z.B. in Gewebe oder Hartteile einbauen und ob die chemische Zusammensetzung systematischen Änderungen, die auf Umweltparameter zurückgehen, unterlegen ist. Geochemische Untersuchungen an benthischen und planktischen Mikrofossilgruppen hinsichtlich paläo-ozeanographischer und -klimatischer Fragestellungen wurden erst ansatzweise durchgeführt (z.B. Cronblad & Malmgren, 1981; Boyle & Keigwin, 1982; Boyle & Keigwin, 1987; Keigwin & Boyle, 1989; Paetsch, 1991). Trotz der seit Anfang der sechziger bis Ende der siebziger Jahre mit der Entwicklung präziserer Analytiken entstandenen Arbeiten, die sich mit dem feinstrukturellen Aufbau und der chemischen Zusammensetzung fossilen Plankton- und Benthosskelettmaterials beschäftigten, blieb eine eindeutige Klärung der Steuerungsfaktoren für den Skelettchemismus mariner Organismen lange Zeit offen. Erst in den letzten Jahren konnte für ausgewählte Spurenelemente im kalzitischen Skelettmaterial benthischer und planktischer Foraminiferengehäuse nachgewiesen werden, daß sie eindrucksvolle Anwendungsmöglichkeiten zur thermalen Rekonstruktion (Cronblad & Malmgren, 1981) und zur Modellierung der Nährstoffsituation in ozeanischen Wassermassen (Boyle, 1981; Boyle, 1988a, b, c; Lea & Boyle, 1989, 1990; Boyle & Keigwin, 1987; Keigwin & Boyle, 1989) zeigen und damit neue, von bisherigen Methoden (z.B. Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen) unabhängige Ansätze zur Rekonstruktion der Veränderlichkeit der ozeanischen Zirkulationsmuster bereitstellen.

Aufgabenstellung

Die vorliegende Arbeit verfolgt zwei Ziele. Ein besonderer Schwerpunkt liegt in der systematischen Erfassung und Deutung von ozeanographisch relevanten Haupt- und Spurenelementen in Foraminiferengehäusen. Dabei ergeben sich folgende Fragestellungen:

1. Lassen sich Beziehungen zwischen dem Chemismus rezenten Skelettmaterials und heutigen ökologischen Faktoren wie z.B. Temperatur und Nährstoffgehalt aufzeigen?
2. Können die gehäusechemischen Variationen fossiler planktischer und benthischer Foraminiferen mit sedimentologischen und isotope-geochemischen Parametern und somit mit klimatischen und/oder ozeanographischen Ereignissen korreliert werden? Hauptaugenmerk

liegt dabei zum einen auf Magnesium, das das Kalzium-Atom in kalzitischen Foraminiferengehäusen Temperatur-gesteuert substituiert, zum anderen auf Cadmium, das eine geochemische Ähnlichkeit zu Phosphatgehalten in entsprechenden Wassermassen aufweist.

3. Lassen sich räumliche und zeitliche Änderungen im Meereschemismus und dadurch Änderungen der ozeanischen Zirkulationsmuster anhand des Skelettchemismus von benthischen und planktischen Foraminiferen rekonstruieren? Inwieweit werden auch kurzfristige Änderungen der Umweltbedingungen reflektiert?

Die Beziehungen der Haupt- und Spurenelemente zu rezenten ökologischen Parametern werden zunächst anhand von Untersuchungen an Foraminiferengehäusen aus Sedimentoberflächenproben unterschiedlicher ozeanographischer Milieus (aus dem Europäischen Nordmeer und zu Vergleichszwecken aus dem Südatlantik) aufgezeigt. Zur Rekonstruktion der zeitlichen und räumlichen Variabilität des ozeanischen Chemismus und der thermalen Geschichte der Tiefen- und Oberflächenwassermassen im Bereich der heutigen Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes werden Sedimentkerne aus verschiedenen Meeresbecken mit unterschiedlichen ozeanographischen Verhältnissen herangezogen.

Eine Anwendung von Haupt- und Spurenelementen im Skelettmaterial von Mikroorganismen auf paläo-ozeanographische Fragestellungen setzt eingehende Untersuchungen zu Mechanismen des Elementeinbaues sowie deren Veränderungen während geologischer Zeiträume voraus. Folgende Fragen treten dabei auf:

1. Wird der Gehäusechemismus rezenter benthischer Foraminiferen durch Prozesse beeinflusst, die an der Grenzfläche Sediment/Wasser ablaufen? Der Vergleich des Gehäusechemismus epi- und endobenthischer Foraminiferenarten soll hier Klarheit verschaffen.
2. Werden die Haupt- und Spurenelementkonzentrationen nach dem Absterben des Organismus fröhdiaogenetisch verändert oder bleibt das ursprüngliche Signal erhalten, sodaß die Elementkonzentrationen verläßliche Indikatoren der paläo-ökologischen Bedingungen darstellen? Lösungsversuchen und Vergleiche zu Fragmentierungsgraden von Foraminiferengehäusen sollen hier Aufschluß geben.
3. Inwieweit können Rückschlüsse auf die interne Verteilung von Kalzium-substituierenden Haupt- und Spurenelementen gezogen werden?

Weiterhin wird mit dieser Arbeit beabsichtigt, die hier angewandte Elektronenmikrosondenanalyse zur Identifikation von Spurenelementen in Foraminiferengehäusen methodisch abzusichern. Ernsthafte methodische Probleme bei der Eingrenzung des Faktors Probenkontamination führen dazu, daß Elemente wie Cadmium und Barium in Foraminiferengehäusen zur Zeit ausschließlich naßchemisch von nur wenigen Laboratorien (Prof. Dr. E.A. Boyle, Massachusetts Institute of Technology, U.S.A.; Dr. D.W. Lea, University of California, Santa Barbara, U.S.A.; Dr. H. Paetsch, Univ. Kiel) analysiert werden. Durch die direkte physiko-chemische Analyse der Festsubstanz wird versucht, dem Problem der Kontamination entgegenzutreten. Inwieweit systematische Analysen von Spurenelementen mit der Elektronenmikrosonde signifikante Variationen erkennen lassen, wird durch intensive Untersuchungen zur Reproduzierbarkeit der Analyseergebnisse und zu Übereinstimmungen mit sedimentologischen, isotoopen-geochemischen und mikropaläontologischen Parametern belegt.

2. Bathymetrie und Ozeanographie im Europäischen Nordmeer

Die Wassermassenzirkulation im Untersuchungsgebiet wird besonders durch morphologische Strukturen beeinflusst, deren Ursachen in der plattentektonischen Entwicklung des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres liegen. Physiographisch läßt es sich in folgende Bereiche unterteilen:

1. Der Bereich zwischen dem Grönland-Schottland-Rücken und der Jan Mayen Bruchzone wird durch das Island Plateau mit Wassertiefen um 1800 m und dem Jan Mayen Rücken eingenommen. Die komplizierte plattentektonische Entwicklung in diesem Bereich wird durch ehemalige "Sea floor spreading"-Achsen wie den Aegir Rücken (Talwani & Eldholm, 1977) angezeigt.

2. Der Bereich zwischen der Jan Mayen Bruchzone und der Grönland-Senja-Bruchzone als zentraler Bereich des Europäischen Nordmeers wird durch symmetrisches "Sea floor spreading" am Mohns Rücken mit der Bildung des Grönland- und des Lofoten-Beckens charakterisiert. Der Kontinentalhang von Norwegen wird durch das Vøring Plateau mit durchschnittlichen Wassertiefen um ca. 1500m unterbrochen.
3. Der nördliche Bereich des Europäischen Nordmeeres wird durch das Boreas Becken und den Knipovich Rücken, der von der Hovgaard-, der Molloy- und der Spitzbergen Bruchzone gegliedert wird, charakterisiert. Nördlich schließt sich die Framstraße mit Wassertiefen von durchschnittlich ca. 2500 m an.
4. Südlich des Grönland-Schottland-Rückens wird die submarine Morphologie des nordöstlichen Atlantiks durch das Island Becken (Wassertiefen > 2500 m), das östlich des Island Beckens aufsteigende Rockall Plateau (Wassertiefen zwischen 1000 m und 1500 m) und den Rockall Kanal charakterisiert, der das Rockall Plateau vom nordwesteuropäischen Kontinentalsockel trennt.

Oberflächenzirkulation

Grundlage für die auf den analytischen Befunden dieser Arbeit basierende paläo-ozeanographische Interpretation ist die Kenntnis der rezenten ozeanographischen Grundmuster, die durch komplexe Beziehungen zwischen Klima und Physiographie beeinflusst werden. Im Europäischen Nordmeer lassen sich drei ozeanographische Domänen unterscheiden (Swift, 1986) (Abb. 1, Tab. 1). Die atlantische Domäne im südöstlichen Teil des Europäischen Nordmeeres wird von der Arktisfront nach Nordwesten zur arktischen Domäne hin abgegrenzt. Die Arktisfront verläuft vom Island-Farøer-Rücken durch die Island See und entlang des Mohns- und Knipovich-Rückens nach Norden (Swift, 1986; Dickson et al., 1988) und ist in der westlichen Barents See noch deutlich ausgebildet (Midttun, 1989). Innerhalb der atlantischen Domäne trennt die norwegische Küstenfront niedrig-saline Küstenwassermassen von den atlantischen Wassermassen (Johannessen, 1986). Die arktische Domäne wird durch die Polarfront, die entlang des ostgrönländischen Schelfrandes verläuft, von der nordwestlich gelegenen polaren Domäne getrennt.

Die hydrographischen Eigenschaften der ozeanographischen Domänen werden zu einem großen Teil durch den Arktischen Ozean und den nordöstlichen Nordatlantik vorgegeben. Ausläufer der Nordatlantikdrift (NAD) transportieren relativ warme, höher saline Oberflächenwassermassen über den Farøer Kanal, fließen als Norwegenstrom (NC) bis in Wassertiefen von 500-700 m entlang des norwegischen Kontinentalhangs nach Norden und sinken mit zunehmender Abkühlung allmählich ab (Johannessen, 1986). Im Osten bis in ca. 100 km Entfernung von der norwegischen Küste wird der Norwegenstrom von dem Norwegischen Küstenstrom (NCC) überlagert (Swift & Aagaard 1981).

Der Norwegenstrom teilt sich in Höhe der Bäreninsel auf: Der Nordkapstrom fließt auf den Barentsschelf. Der Westspitzbergenstrom (WSC) fließt westlich von Spitzbergen nordwärts und spaltet sich in der Framstraße bei 79°N in mehrere Zweige auf, wobei der östlichste entlang der Spitzbergen Schelfkante nach Osten abbiegt, mit zunehmender Abkühlung eine erhöhte Dichte erreicht und unter die geringer salinen, arktischen Oberflächenwassermassen abtaucht, um im Arktischen Ozean als "atlantische Zwischenlage" entlang des Kontinentalhangs zu zirkulieren (Perkin & Lewis, 1984; Aagaard et al., 1987; Bourke et al., 1988; Anderson et al., 1989). Der westliche Teil der atlantischen Wassermassen biegt zwischen 78°N und 81°N nach Westen um, taucht aufgrund zunehmender Abkühlung ab und rezirkuliert als atlantischer Rückstrom (RAC) entlang des Grönländischen Kontinentalhangs nach Süden (Paquette et al., 1985; Quadfasel et al., 1987; Aagaard et al., 1987; Bourke et al., 1988).

Auf der Westseite der Framstraße fließen kalte, polare Wassermassen nach Süden. Dieser Ostgrönlandstrom (EGC) fließt als 100 km schmaler, ostwärts ausdünnender Keil entlang des grönländischen Kontinentalhangs und gelangt über die Dänemarkstraße in den Nordatlantik (Paquette et al., 1985; Johannessen, 1986). Nördlich von Jan Mayen und Island entstehen durch östlich abdriftende Wassermassen vom Ostgrönlandstrom der Jan Mayen Strom (JMC) und der Ostislandstrom (EIC), die mit atlantisch beeinflussten Wassermassen des Norwegenstromes zwei zyklonale Wirbel in der zentralen Grönländischen- und Isländischen See bilden (Carmack & Aagaard, 1973; Johannessen, 1986).

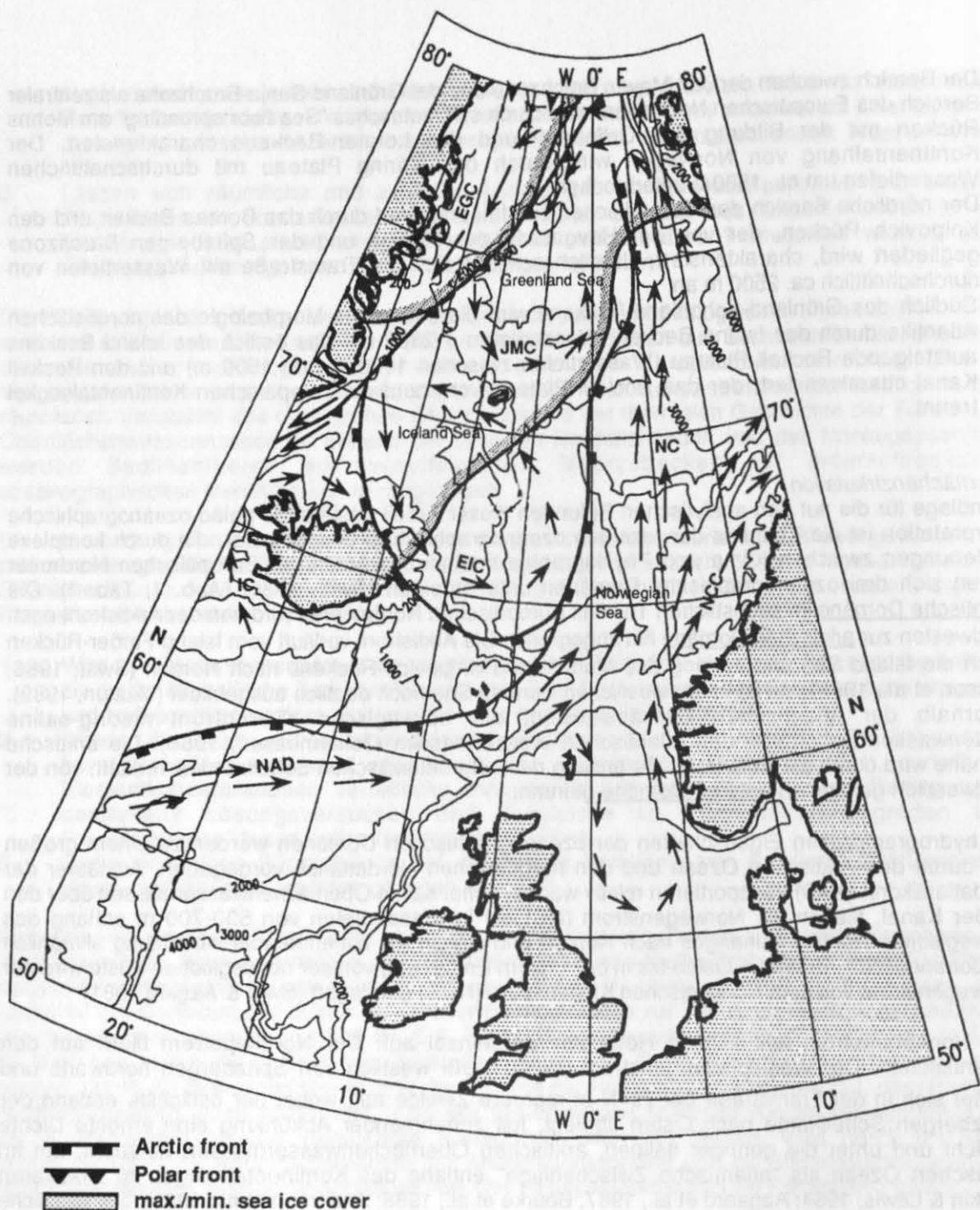


Abb. 1 Übersichtskarte über das Europäische Nordmeer und den nordöstlichen Nordatlantik (nach Paquette et al., 1985; Johannessen, 1986; Swift, 1986; Bourke et al., 1987; 1988; Dickson et al., 1988; Midttun, 1989). Die rezente Oberflächenzirkulation ist durch Pfeile markiert. Ozeanographische Fronten sowie Grenzen der Eisbedeckung sind eingezeichnet. Abkürzungen werden im Text erklärt.

Tab. 1 Charakteristika der Wassermassen im Europäischen Nordmeer nach Swift (1986) und Johannessen (1986).

	Temp. (°C)	Salinität (PSU)
Atlantisches Oberflächenwasser	>3	>34.9
Norwegische Küstenwassermassen	>7	>34.7
Arktisches Oberflächenwasser	0-4	34.6-34.9
Polares Oberflächenwasser	<0	<34.4
	max. 5	<30.0

Tiefenwassermassenzirkulation

Zwischen- und Tiefenwasserbildung findet während der Wintermonate in der arktischen Domäne sowie auf arktischen Schelfgebieten statt (Aagaard et al., 1985; Midttun, 1985; Swift, 1986; Quadfasel et al., 1988; Smeethie et al., 1988; Blindheim, 1989). Die Tiefenwasserbildung entsteht nach Angaben von Koltermann (1987) als Folge von Wärmeverlust ("Hypercooling") und einer Salinitätserhöhung durch Meereisbildung ("Brine formation") in den oberflächennahen Wassermassen ("Thermohaline circulation").

Nach Mosby (1959), Swift & Aagaard (1981), Meincke (1983), Aagaard et al. (1985), Koltermann (1987) und Johannessen (1986) werden im Europäischen Nordmeer unterschiedliche Tiefenwassermassen beschrieben (Abb. 2): Das "Greenland Sea Deep Water" (GSDW) stellt die dichteste Wassermasse in der Grönlandsee dar und entsteht zum einen durch absinkende kalte Oberflächenwassermassen der Grönländischen See (Koltermann, 1987), zum anderen durch Vermischung mit "Eurasian Basin Deep Water" (EBDW) im Bereich des Grönlandseewirbels, das durch die Framstraße in das Grönland Becken gelangt (Aagaard et al. 1985; Smeethie et al. 1986; Swift & Koltermann, 1988). Über Tiefwasserverbindungen wie die Jan Mayen Bruchzone gelangt das Mischprodukt aus GSDW und EBDW in das Lofoten- und Norwegen Becken, wo es das "Norwegian Sea Deep Water" (NSDW) darstellt. Mögliche weitere Zufuhr aus dem Bereich des Barentsschelfes erhält das NSDW durch abgekühlte und höher saline Oberflächenwassermassen (Swift & Koltermann, 1988), durch Beimischungen von "North Iceland Winter Water" (NIWW), "East Iceland Winter Water" (EIWW) und "Arctic Intermediate Water" (AIW) (Müller et al., 1979).

Überwiegend zirkulieren die Tiefenwassermassen innerhalb des Europäischen Nordmeeres und des Arktischen Ozeans (Aagaard et al., 1985). Hauptsächlich Zwischenwasser und geringe Anteile der Tiefenwassermassen gelangen als "Overflow" Wasser über die Dänemarkstraße, im Bereich zwischen Island und den Faröer Inseln (ISOW) und durch den Faröerkanal (Müller et al., 1979; Swift et al., 1980; Aagaard et al., 1985; Swift, 1986) in den Nordatlantik. Im Bereich der Dänemarkstraße mischt sich zu diesem "overflow"-Wasser noch das "Polar Intermediate Water" (PIW) (Müller et al., 1979). "North Atlantic Deep Water" (NADW) umfließt das Rockall Plateau im Süden, wird nach Norden in das Island Becken umgelenkt und gelangt schließlich auf der Westseite des Reykjanes Rücken wieder nach Süden (McCave et al., 1980; Dickson & Kidd, 1987). Ein weiterer Teil breitet sich im südlichen Rockall Trog aus (Nilsen, 1983) und erreicht über die Charly Gibbs Bruchzone das westliche Atlantikbecken (Shor & Poore, 1979).

Das sich im gesamten Atlantik ausbreitende NADW, das sich mit zirkum-antarktischen Tiefen- und Zwischenwassermassen vermischt und bis in den Indischen und Pazifischen Ozean weiterfließt (Abb. 3), hat aufgrund seines hohen Gehaltes gelösten Sauerstoffs eine große Bedeutung für die Ventilation des Weltozeans (Mantyla & Reid, 1983; Meincke, 1983). Da die Tiefenwassermassenbildung die chemischen Charakteristika des Meerwassers nachhaltig beeinflusst, steuert sie zudem die CO₂-Absorptionsfähigkeit des Weltmeeres. Der Netto-Tiefenwassermassen-ausfluß aus dem Europäischen Nordmeer wird durch den nordwärtigen Transport von Oberflächenwassermassen kompensiert, der für den Wärmetransfer nach Norden und die dadurch bedingte Verschiebung der Klimazonen vor allem in NW-Europa verantwortlich ist. Aufgrund der komplexen Zusammenhänge zwischen ozeanischer Zirkulation und globaler Klimaentwicklung ist die Kenntnis über die Variabilität und die Empfindlichkeit der ozeanischen Zirkulation wichtig für das Verständnis und die Vorhersage klimatischer Veränderungen.

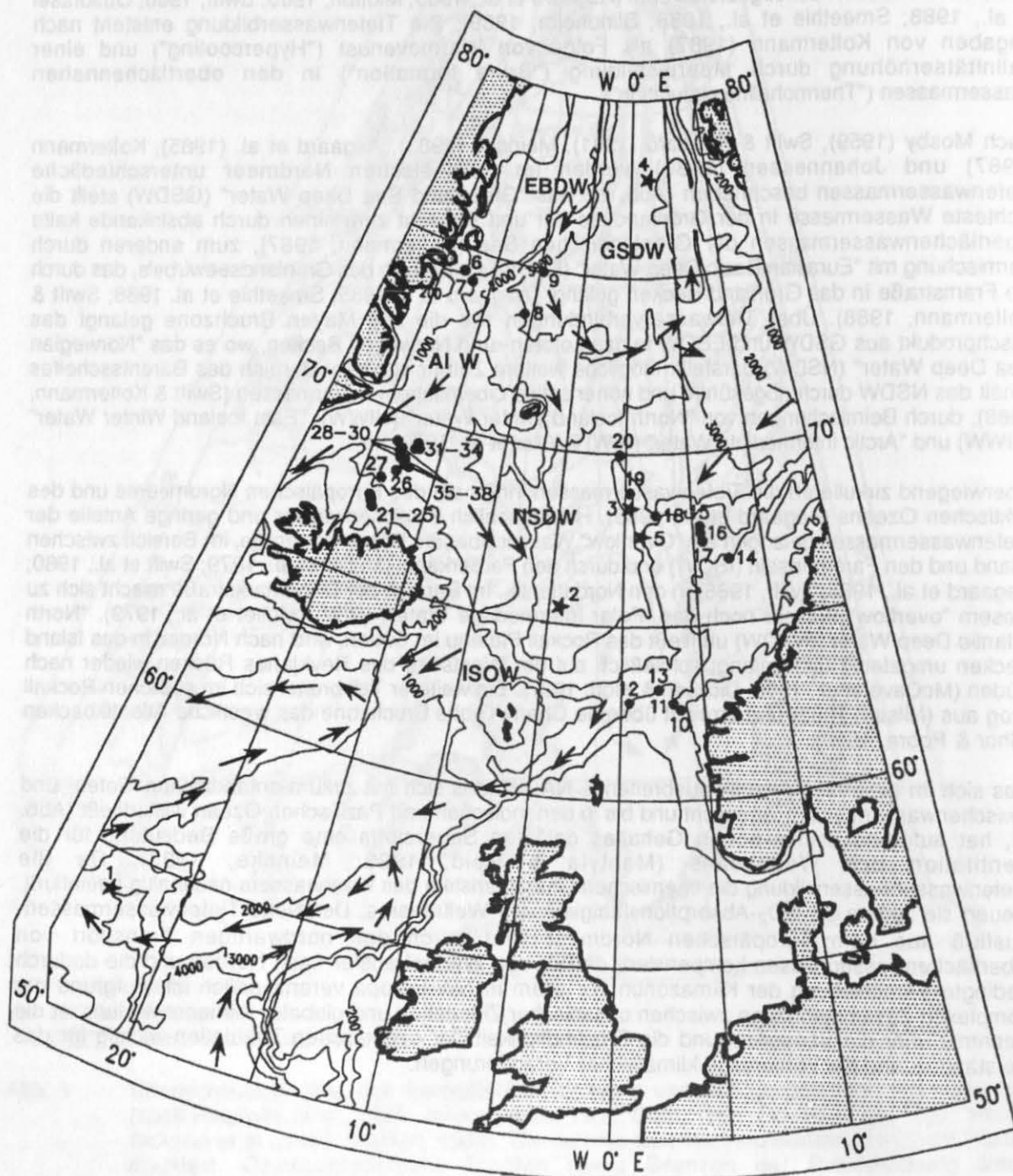


Abb. 2 Zirkulationsmuster und Verteilung der Tiefen- und Bodenwassermassen im Europäischen Nordmeer und dem nordöstlichen Nordatlantik (nach Müller et al., 1979; Johannessen, 1986; Wenzel, 1986; Hopkins, 1988; Swift & Koltermann, 1988). Abkürzungen sind im Text erklärt. Die Karte zeigt außerdem die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentoberflächenproben (schwarze Punkte) und -kernprofile (Sterne). Tab. 2 zeigt die Liste der Nummern.

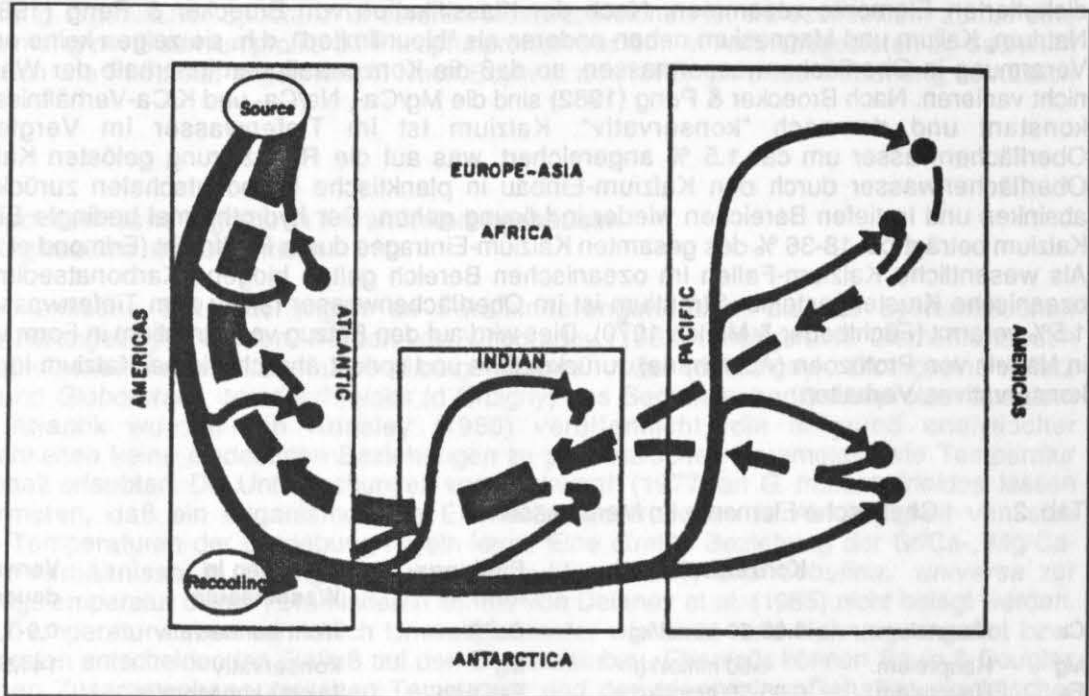


Abb. 3 Schematische Darstellung der globalen Wassermassenzirkulation ("Ocean Conveyor Belt" aus Broecker & Peng, 1982): Tiefenwassermassen (durchgezogene Linien), Oberflächenwassermassen (gestrichelte Linien), Orte der Tiefwasserbildung (offene runde Felder), Auftriebsgebiete (schwarze Punkte).

3. Haupt- und Spurenelemente im ozeanischen Milieu

3.1 Herkunft und Recycling von chemischen Elementen im Meerwasser

Haupt- und Spurenelemente werden durch verschiedene Prozesse dem Ozean zugeführt (Bruland, 1983): Zum einen durch atmosphärischen Transport oder fluviatilen Transport von kontinentalen Verwitterungsprodukten zum Meer und zum anderen durch den Eintrag chemischer Elemente durch die Interaktion zwischen Meerwasser und neu gebildetem ozeanischen Krustenbasalt an mittelozeanischen Rückenachsen bzw. durch die tektonische Entwässerung an Akkretionskeilen ("Vents"). Diagenetisch bedingte Remobilisation von Spurenelementen von ästuarinen- oder Küstensedimenten kann auch eine wichtige Quelle chemischer Elemente im Meerwasser sein.

Bevor gelöste Elemente dem Meerwasser entzogen und in marine Sedimente eingelagert werden, können sie verschiedenen internen Recycling-Prozessen unterworfen sein. Die Aufnahme von Elementen durch partikuläre Substanz und die nachfolgende Regeneration im Anschluß an die Oxidation und/oder Lösung ist einer der wichtigsten Prozesse, der in der Wassersäule als auch in den oberflächlichen Sedimenten, gekoppelt mit Diffusionsvorgängen zurück ins Meerwasser, vor sich geht (Broecker & Peng, 1982). Nach Goldberg (1974) ist die Adsorption von chemischen Elementen an sinkendes partikuläres Material ("Scavenging") einer der wichtigsten limitierenden Kontrollfaktoren für die Konzentrationen einiger Elemente im Meerwasser. Neben diesen Adsorptionsprozessen werden Elemente vom Phytoplankton in der photischen Zone auch aktiv aufgenommen, wobei diese Elemente zum Teil als Mikro-Nährstoffe (Broecker & Peng, 1982) von den Primärproduzenten verwertet werden.

3.2 Verteilung der Haupt- und Spurenelemente in Meerwasser

Magnesium, Kalium, Kalzium und Natrium stellen neben den Anionen Chlorid und Sulfat die Hauptbestandteile des Meersalzes. Tab. 2 stellt die wichtigsten Merkmale der in dieser Arbeit diskutierten Elemente zusammen. Nach der Klassifikation von Broecker & Peng (1982) gelten Natrium, Kalium und Magnesium neben anderen als "biounlimited", d.h. sie zeigen keine erkennbare Verarmung in Oberflächenwassermassen, so daß die Konzentrationen innerhalb der Wassersäule nicht variieren. Nach Broecker & Peng (1982) sind die Mg/Ca-, Na/Ca- und K/Ca-Verhältnisse nahezu konstant und demnach "konservativ". Kalzium ist im Tiefenwasser im Vergleich zum Oberflächenwasser um ca. 1.5 % angereichert, was auf die Reduzierung gelösten Kalziums im Oberflächenwasser durch den Kalzium-Einbau in planktische Karbonatschalen zurückgeht, die absinken und in tiefen Bereichen wieder in Lösung gehen. Der hydrothermal bedingte Eintrag von Kalzium beträgt ca. 18-36 % des gesamten Kalzium-Eintrages durch Flußfracht (Edmond et al., 1979). Als wesentliche Kalzium-Fallen im ozeanischen Bereich gelten biogene Karbonatsedimente und ozeanische Krustengesteine. Strontium ist im Oberflächenwasser relativ zum Tiefenwasser um ca. 1.5% verarmt (Füchtbauer & Müller, 1970). Dies wird auf den Entzug von Strontium in Form von SrSO_4 in Nadeln von Protozoen (Acantharia) zurückgeführt und spricht ähnlich wie bei Kalzium für ein nicht-konservatives Verhalten.

Tab. 2 Chemische Elemente im Meerwasser.

		Konzentration	Bindungsform	Verhalten in Wassersäule	Verweildauer
Ca	Hauptelem.	0.05-50 mmol/kg	Ca^{++}	nicht konservativ	0,9-1,04 Mill. Jahre
Mg	Hauptelem.	>50 mmol/kg	Mg^{++}	konservativ	14 Mill. Jahre
Fe	Hauptelem.	0.05-50 nmol/kg	$\text{Fe}(\text{OH})_3$	(nicht) konservativ	
Sr	Spurenelem.	0.05-50 mmol/kg	Sr^{++}	(nicht) konservativ	4 Mill. Jahre
Cd	Spurenelem.	0.05-50 nmol/kg	CdCl_2	nicht konservativ	50000 Jahre
Ba	Spurenelem.	0.05-50 umol/kg	Ba^{++}	nicht konservativ	11000-14000 Jahre
Zn	Spurenelem.	0.05-50 nmol/kg	Zn^{++} , ZnOH^+ ZnCO_3 , ZnCl^+	nicht konservativ	

Barium als biologisch verwerteter Bestandteil ("biointermediate" nach Broecker & Peng, 1982) zeigt eine Verteilung im Meerwasser ähnlich wie Silikat und Alkalinität, beides Bestandteile planktischer Hartteile, die in tiefen Bereichen der Meere regeneriert werden (Lea & Boyle, 1989). Der stärkste Konzentrationsgradient ist in den oberen 1000 m der Wassersäule ausgebildet. Die Konzentrationen von Barium sind im Oberflächenwasser jedoch nicht so extrem abgereichert wie bei Cadmium. Auch zeigt Barium im Vergleich zu Cadmium wesentlich höhere Konzentrationen in tiefen Bereichen des Ozeans, ähnelt aus diesem Grund eher Silikat und Alkalinität als Phosphat. Die generelle Verteilung von Barium resultiert aus einer Kombination von interner biogeochemischer Mischung und den physikalischen ozeanischen Zirkulations- und Mischungsmustern. Obwohl Barium generell der Silikat-Verteilung in der Wassersäule folgt, existiert keine einfache Beziehung zwischen diesen beiden Elementen, da das Verhältnis von Barium zu Silikat in verschiedenen Wassermassen stark variieren kann (Chan et al., 1977). Die mittelozeanische hydrothermale Aktivität steuert zwischen 25% und 61% des Flußfrachtanteils zum Gesamtbariumgehalt bei.

Zink und Cadmium werden durch den pflanzlichen bzw. tierischen Stoffwechsel nahezu vollständig aus den oberflächennahen Wassermassen entfernt, werden demnach als "biolimited" klassifiziert (Broecker & Peng, 1982). In Meerwasser tritt Zink vornehmlich als freies Ion und in Hydroxy-, Karbonato- oder Chloro-Komplexen auf. Zink kommt eine wichtige Stellung als biologisch wichtiges Spurenelement zu (Vallee & Wacker, 1970). Ebenso wie Barium zeigt Zink eine Silikat-ähnliche Verteilung in der Wassersäule mit einer typischen Anreicherung in tiefen Meeresbereichen. Diese Korrelation läßt den Schluß zu, daß Zink als Spurenbestandteil von biogenen Trägerphasen im Oberflächenwasser abgereichert wird und in tiefere Bereiche der Wassersäule verfrachtet wird.

Boyle et al. (1976) konnten anhand verschiedener Wassermassenprofile aus dem Pazifik zeigen, daß Cadmium im Oberflächenwasser relativ zum Tiefenwasser im Verhältnis von 1:10 verarmt ist. Eine Aufnahme von Cadmium durch Organismen in oberflächennahen Bereichen mit anschließender Regenerierung organischer Substanz in tieferen Meeresbereichen ist wahrscheinlich, zumal eine Übereinstimmung der Cadmiumprofile zu Phosphatprofilen besteht. In Auftriebsgebieten ist Cadmium zudem ähnlich wie Phosphat angereichert. Nach Boyle et al. (1976) gilt diese Beziehung vermutlich weltweit.

3.3 Geochemische Signale in Foraminiferengehäusen

3.3.1 Magnesium und Strontium

Plankton

Erste geochemische Untersuchungen an Foraminiferengehäusen, die zur systematischen Gliederung herangezogen wurden, wurden von Vinogradov (1953) durchgeführt. Elementanalysen an den planktischen Foraminiferenarten *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerina inflata* d'Orbigny und *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) aus Sedimentoberflächenproben aus dem zentralen Atlantik wurden von Kinsley (1960) veröffentlicht, die aufgrund analytischer Unzulänglichkeiten keine eindeutigen Beziehungen zu physikalischen Parametern wie Temperatur und Salzgehalt erlaubten. Die Untersuchungen von Duckworth (1977) an *G. truncatulinoides* lassen jedoch vermuten, daß ein Organismus die Elementkonzentrationen in Abhängigkeit von sich ändernden Temperaturen der Umgebung regeln kann. Eine direkte Beziehung der Sr/Ca-, Mg/Ca- und Na/Ca-Verhältnisse in *Globigerinoides sacculifer* (Brady) und *Orbulina. universa* zur Kalzifizierungstemperatur dieser Foraminiferen konnte von Delaney et al. (1985) nicht belegt werden. Neben der Temperatur haben vermutlich Umweltparameter wie Licht- und Nahrungsangebot bzw. Wachstumsraten entscheidenden Einfluß auf den Elementeinbau. Ebenfalls können Savin & Douglas (1973) keinen Zusammenhang zwischen Temperatur und den Magnesium-Gehalten planktischer Foraminiferen nachweisen. Cronblad & Malmgren (1981) verweisen auf klimatisch bedingte Schwankungen der Strontium-Konzentrationen in *Globigerina bulloides* und *Globorotalia inflata* aus quartären Sedimenten des Indischen Ozeans in der Weise, daß Strontium während der Interglaziale relativ angereichert wird.

Benthos

Nach Chave (1952) ist der Magnesium-Gehalt in 23 analysierten rezenten benthischen Foraminiferenarten direkt von der Wassertemperatur abhängig. Blackmon & Todd (1959) zeigten die wohl aufwendigste Untersuchung von Magnesium in rezenten benthischen Foraminiferen. Insgesamt wurden 131 Gattungen aus 29 Familien röntgendiffraktometrisch untersucht, wobei sich die Gattungen in eine Gruppe mit hohen (>10 Mol-% MgCO₃) und eine Gruppe mit niedrigen Magnesium-Konzentrationen (<5 Mol-% MgCO₃) unterteilen lassen. Die Magnesium-Variationen sind somit auf phylogenetische Unterschiede und erst in zweiter Linie auf die Wassertemperatur zurückzuführen. Einer Gruppe mit mittleren Magnesium-Konzentrationen gehören nur wenige Gattungen an. Izuka (1988) konnte anhand eingehender Untersuchungen an den benthischen Foraminiferenarten *Cassidulina subglobosa* und *Cassidulina orianguolata* aus Sedimentoberflächenproben des tropischen Pazifiks eine Abhängigkeit der Magnesium-Konzentrationen von der Wassertemperatur aufzeigen. Aufgrund der Untersuchungen von Blackmon & Todd (1959) und Izuka (1988) kann davon ausgegangen werden, daß der Gehäusechemismus innerhalb von verschiedenen Foraminiferenfamilien unter gleichen physikalischen Bedingungen nicht variiert, wohl aber zwischen höheren Taxa.

3.3.2 Cadmium, Barium und Zink

Plankton

Systematische Cadmium-, Barium- und Zink-Analysen in Gehäusen planktischer Foraminiferen sind bislang selten durchgeführt worden. Hälterungsexperimente mit subtropischen und tropischen planktischen Foraminiferen (*G. sacculifer*, *O. universa*) belegen, daß planktische Foraminiferengehäuse das Cd/Ca-Verhältnis des Meerwassers widerspiegeln, wobei die Proportionalitätskonstante (ca. 2-4) der benthischer Foraminiferengehäuse entspricht (Delaney, 1989). Boyle (1981) zeigt erstmalig Cadmium an planktischen Foraminiferen aus dem Südatlantik (*G. sacculifer*, *G. truncatulinoides*, *O. universa*, *G. menardii*, *G. tumida*). Eine einfache Beziehung zwischen Klimawechseln, Elementkonzentrationen planktischer Foraminiferen und den dadurch aufgezeichneten Nährstoffsituationen besteht dabei nicht (Boyle, 1981).

Benthos

Eingehende Untersuchungen zu Ba/Ca- und Cd/Ca-Variationen innerhalb der kalzitischen Gehäuse benthischer Foraminiferen sind wesentlich weiter fortgeschritten als für planktische Foraminiferen (Boyle, 1981; Boyle & Keigwin, 1982; Hester & Boyle, 1982; Boyle & Keigwin, 1985; Lea & Boyle, 1987; Boyle, 1988; Lea & Boyle, 1989; 1990). Danach besteht ein direkter Zusammenhang zwischen den Silikat- und Alkalinitäts- bzw. Phosphatgehalten und den Barium- bzw. Cadmium-Gehalten in Bodenwassermassen, die wiederum direkt mit den Barium- und Cadmium-Konzentrationen in kalzitischen benthischen Foraminiferengehäusen (*Pyrgo* spp., *Uvigerina* spp., *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*) korreliert sind. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, Paläo-Nährstoffgehalte über den Weg der Cadmium- bzw. Barium-Analyse in fossilen Foraminiferen zu bestimmen und darüberhinaus die Veränderlichkeit der Bodenwasserzirkulation zu rekonstruieren.

Nach Lea & Boyle (1989) kann Barium das Kalzium-Atom im Kristallgitter von Foraminiferengehäusen (*C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi* und *Uvigerina* spp.) substituieren. Zudem besteht eine lineare Beziehung zwischen dem Barium-Gehalt der Foraminiferengehäuse und den Barium-Konzentrationen des entsprechenden Bodenwassers. Obwohl zur Zeit erst wenige Informationen zu Barium in Foraminiferengehäusen existieren (Lea & Boyle, 1989; 1990), zeigen sich dennoch Parallelen zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und Cadmium. Systematische Zink-Analysen in benthischen Foraminiferen werden erstmalig im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt. Das an planktischen Foraminiferen bereits gezeigte ähnliche Verhalten von Zink und Cadmium (Boyle, 1981) läßt in Zusammenhang mit dem übereinstimmenden geochemischen Verhalten von Zink und Cadmium im Meerwasser auf eine mögliche Anwendung zur Rekonstruktion von Nährstoffgehalten in Wassermassen hoffen.

II. Methoden

1. Das Untersuchungsmaterial

1.1 Sedimentoberflächenproben und Sedimentkerne

Sedimentoberflächenproben

Die untersuchten Oberflächenproben wurden mit Hilfe von Großkastengreifern während der Forschungsfahrten mit FS "POLARSTERN", FS "POSEIDON" und FS "METEOR" im Europäischen Nordmeer sowie im äquatorialen Atlantik gewonnen. Dabei konzentrierten sich die Probennahmepunkte auf Profile senkrecht zu den Kontinentalthängen von Grönland und Norwegen (Vöring Plateau, SW-Norwegen). Ein Schwerpunkt der Probennahme betrifft das aktive, mittelozeanische Rückensegment zwischen Island und Jan Mayen (Kolbeinsey Rücken), an dem der Einfluß hydrothermalen Prozesse auf den Gehäusechemismus der Foraminiferen untersucht werden sollte. Stationsnummern, Probenlokationen und Wassertiefen sind in Tab. 3 aufgelistet. Die Stationen sind als fortlaufende Nummern (s. Tab. 3) in Abb. 2 eingetragen. Für eine Reihe von Proben liegen *in situ*-Temperaturmessungen vor, die mit einem digitalen Tiefsee-Kippthermometer durchgeführt wurden. Dabei wurde das Thermometer am Kipparm des Großkastengreifers montiert und ermöglichte so die Messung der Bodenwassertemperatur wenige Zentimeter über der Sedimentoberfläche.

Tab. 3 Geographische Positionen und technische Daten der untersuchten Sedimentkerne, Oberflächenproben und Sedimentfallen. Kastenlote (KAL) haben eine Grundfläche von 30 x 30 cm, Großkastengreifer (GKG) haben eine Grundfläche von 50 x 50 cm, Schwerelote (SL) haben einen Durchmesser von 12 cm.

Kern-Nr.	Gerät	Länge	Breite	Wassertiefe	Kernlänge
Sedimentkerne					
<i>Nordöstlicher Nordatlantik</i>					
1. K708-7	SL	53°56.00'N	24°05.00'W	3502 m	14.40 m
<i>Europäisches Nordmeer</i>					
2a. 23359-2	GKG	65°31.70'N	04°09.60'W	2820 m	0.34 m
2b. 23359-4	KAL	65°31.70'N	04°09.60'W	2820 m	5.99 m
3a. 23065-2	GKG	68°29.70'N	00°49.90'E	2804 m	0.44 m
3b. 23065-3	KAL	68°29.70'N	00°49.10'E	2802 m	7.85 m
4. 21295-4	GKG	77°59.40'N	02°25.80'E	3112 m	0.40 m
5. Site 643A	ODP-Bohrung	67°42.90'N	01°02.00'E	2780 m	565.20 m
Sediment-Oberflächen					
<i>Grönländischer Kontinentalhang</i>					
6. 21701	GKG	74°24.40'N	17°32.30'W	236 m	
7. 21698	GKG	74°10.60'N	14°34.10'W	877 m	
8. 21697	GKG	73°45.10'N	10°28.50'W	3062 m	
9. 21702	GKG	74°59.90'N	09°46.50'W	3227 m	
<i>SW-Norwegischer Kontinentalhang</i>					
10. 16149	GKG	62°41.00'N	03°53.60'E	401 m	
11. 16148	GKG	62°43.10'N	03°48.90'E	499 m	
12. 16147	GKG	62°46.20'N	00°43.10'E	607 m	
13. 16143	GKG	63°09.30'N	02°49.60'E	1002 m	
<i>Vöring Plateau</i>					
14. 23008-1	GKG	66°55.91'N	07°55.07'E	840 m	
15. 23004-4	GKG	67°44.04'N	05°55.19'E	1244 m	
16. 23038-1	GKG	67°43.10'N	05°55.40'E	1245 m	
17. 23024-3	GKG	67°39.76'N	05°49.00'E	1439 m	
18. 23002-2	GKG	68°03.39'N	02°30.69'E	1969 m	
19. 23062-2	GKG	68°43.68'N	00°09.37'E	2239 m	
20. 23042-2	GKG	69°59.89'N	00°03.20'W	3293 m	
<i>Kolbeinsey Rücken</i>					
21. 13-014	GKG	67°13.40'N	18°58.00'W	461 m	
22. 13-015	GKG	67°09.50'N	18°50.20'W	439 m	
23. 13-016	GKG	67°06.60'N	18°54.30'W	450 m	
24. 13-018	GKG	67°06.30'N	18°42.00'W	318 m	
25. 13-019	GKG	67°03.50'N	18°46.40'W	177 m	
26. 0001-1	GKG	68°22.90'N	17°38.10'W	1244 m	
27. 0002-2	GKG	67°55.50'N	18°21.70'W	704 m	
28. 0003-1	GKG	69°01.90'N	18°01.20'W	1250 m	
29. 0004-1	GKG	68°48.20'N	17°42.60'W	1481 m	
30. 0005-1	GKG	68°43.10'N	17°39.40'W	1031 m	
31. 0006-1	GKG	69°11.90'N	16°49.20'W	950 m	
32. 0007-1	GKG	69°10.30'N	16°31.40'W	489 m	
33. 0008-1	GKG	69°00.80'N	16°46.20'W	1620 m	

Kern-Nr.	Gerät	Länge	Breite	Wassertiefe
<i>Kolbeinsey Rücken</i>				
34. 0009-1	GKG	69°06.50'N	16°25.70'W	1120 m
35. 0010-2	GKG	68°35.10'N	16°50.70'W	522 m
36. 0011-1	GKG	68°38.20'N	17°09.50'W	1307 m
37. 0012-1	GKG	68°39.30'N	17°27.20'W	1155 m
38. 0013-1	GKG	68°56.70'N	17°32.50'W	1568 m
<i>Guinea Becken</i>				
39. 16785	GKG	04°31.99'S	09°06.90'W	253 m
40. 16788	GKG	04°26.10'S	09°16.00'W	831 m
41. 16780	GKG	04°17.89'S	09°29.89'W	1483 m
42. 16778	GKG	04°07.90'S	09°44.50'W	2496 m

Sedimentkerne

Im Rahmen dieser Arbeit wurden fünf Sedimentkerne unterschiedlicher Länge ausgewählt, die im Einflußbereich der Nordatlantikdrift bzw. des Norwegenstromes liegen. Bei der Auswahl der Kerne war eine bereits bestehende große sedimentologische, isotope-geochemische und mikropaläontologische Datenbasis ausschlaggebend. Die Kernpositionen befinden sich auf dem Rockall Plateau, dem Aegir Rücken, im Bereich der Jan Mayen Bruchzone, am Vöring Plateau und in der Framstraße.

Der Sedimentkern M23359 wurde während der FS "Meteor"-Expedition 7/5 (Sommer 1988) auf dem Osthang des Ägir-Rückens in der Norwegischen See zwischen Island und Norwegen gewonnen. Sedimentologische und paläontologische Untersuchungen wurden von Jansen (1988), Samtleben (1988) und Gehring (1989) durchgeführt. Während der FS "Meteor"-Expedition 2/2 im Sommer 1986 wurde der Sedimentkern M23065 in der Norwegischen See im Gebiet der Jan Mayen Fracture Zone gewonnen. Detaillierte sedimentologische Untersuchungen und biostratigraphische Arbeiten wurden von Henrich et al. (1989) durchgeführt. Die auf Fahrabschnitt 104 des Bohrschiffes "Joides Resolution" durchgeführte Tiefseebohrung ODP 643A wurde am unteren Hang des Vöring Plateaus östlich der Jan Mayen Bruchzone niedergeteuft. Henrich (1988) und Wolf (1990) führten detaillierte sedimentologische und geochemische Untersuchungen durch. Stratigraphische Einstufungen erfolgten durch Jansen et al. (1989), Henrich (1989) und Wolf (1990). Mikropaläontologische Untersuchungen an Foraminiferen, Radiolarien und Coccolithophoriden erfolgten durch Spiegler & Jansen (1989), Goll & Björklund (1989) und Baumann (1990). Der Sedimentkern K708-7 befindet sich an der unteren Flanke des südwestlichen Hanges des Rockall Plateau im nordöstlichen Nordatlantik. Das Schwerelot wurde während der FS "Kane"-Expedition (1970) gewonnen. Sedimentologische, mikropaläontologische und isotope-geochemische Untersuchungen führten Ruddiman & McIntyre (1976), Thierstein et al. (1977), Ruddiman & McIntyre (1984), Ruddiman et al. (1986) und Baumann (1990) durch. Der Großkastengreifer 21295-4 wurde im Sommer 1984 während der FS "Polarstern"-Expedition ARK 1/4 in der Fram-Straße gewonnen. Sauerstoffisotopenstratigraphische Untersuchungen sowie ¹⁴C-AMS-Analysen wurden von Jones & Keigwin (1988) durchgeführt. Baumann (1990) und Matthießen (1991) nahmen mikropaläontologische Untersuchungen vor.

1.1.1 Stratigraphische Grundlagen

Die stratigraphische Interpretation der analysierten Sedimentkerne beruht auf hochauflösenden Sauerstoffisotopenkurven von *N. pachyderma* sin. von Ruddiman et al. (1986) für Kern K708-7, von Jones & Keigwin (1988) für Kern 21295-4, von Vogelsang (1990) für Kern M23065, von Gehring (1989) für Kern M23359 und von Wolf (1990) für Kern ODP 643A. Die isotopestratigraphische Einstufung wird beim GKG-Profil 23065-2 durch 4 ¹⁴C-Alter, die an *N. pachyderma* sin. der Fraktion >125µm gemessen wurden, und durch 12 AMS-¹⁴C-Alter aus Sedimentkern 21971 (Vogelsang, 1990) unterstützt. Für die älteren Teile des Kernes M23065 sowie für die übrigen Sedimentkerne wurden den als Zeitmarken dienenden charakteristischen Isotopen-Maxima und Minima nach Vogelsang (1990) und Martinson et al. (1987) absolute Alter zugeordnet (Tab. 4). Für den Großkastengreifer 21295-4 steht ein kontinuierliches Profil absoluter AMS-¹⁴C-Alter zur Verfügung (Jones & Keigwin, 1988). Die lückenlose Belegung der Sedimentproben mit absoluten Altersangaben ergibt sich durch lineare Interpolation zwischen den absoluten Zeitmarken.

Tab. 4 Für die Datierung der Sedimentproben benutzte Altersangaben.

Event	Stage boundary	Source	Age (a)	M23359	M23065	ODP 643A	K708-7	AMS-dating 21295	
				Depth (cm)	Depth (cm)	Depth (cm)	Depth (cm)	Depth (cm)	Age (a)
1,1	Boundary 1/2	VO	8600	15	10		5	0	520
		VO	10100		20			2	710
		VO	13600		25	54	37	4	2250
2,22	Boundary 2/3	VO	14900		29		45	6	2740
		MA	24110	42	47	88	89	8	2750
3,1		VO	27000		52		95	10	3410
3,3	Boundary 3/4	MA	50210	94		172	185	12	4210
3,31		MA	55450		143			14	4480
		MA	58960	103	145	192	190		
4,2	Boundary 4/5	MA	64090	109	146		195	16	5580
		MA	73910	118	163	228	217		
5,1		MA	79250	124	173	240		18	7200
5,2	Boundary 5/6	MA	90950	129	179			20	7780
5,3		MA	99380		182	274	250	21	8310
5,4		MA	110790	149	204		265	23	9000
5,51	Boundary 5/6	MA	122560		220		285	25	9660
5,5		MA	123820	159		307	290	28	11630
5,53		MA	125190		228		305	30	12630
	Boundary 5/6	MA	129840	170	239	342	313	34	14480
6,2		MA	135100	179	252		335	32	13040
6,3		MA	142280	184	269		355	36	15230
6,4	Boundary 6/7	MA	152580	202	293		380	38	15700
6,5		MA	175050	229	347	609	405		
6,62		VO	179730	244	365				
6,64	Boundary 6/7	VO	185190	280	447				
6,6		MA	183300				445		
		MA	189610	283	462	647	462		
7,1	Boundary 6/7	MA	193070		474				
7,2		MA	200570		484				
7,3		MA	215540			714	485		

MA=Martinson et al. (1987)
VO=Vogelsang (1990)

Stratigraphische Korrelation der Sedimentkern-Oberflächen zu ungestörten GKG-Profilen

Da Kastenlote, Kolbenlote und Schwerelote aus technischen Gründen keine ungestörte Meeresbodenoberfläche gewinnen können, wird routinemäßig an derselben Station ein Großkastengreifer-Profil entnommen, das eine ungestörte Sedimentoberfläche und die Ankoppelung an die langen Sedimentkerne ermöglicht. Neben makroskopischen Kernbeschreibungen und Radiographien werden vorrangig Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven herangezogen, um zeitgleiche Niveaus in beiden Kernen zu erkennen. Für die Kastenlotprofile können dabei Nullpunktverschiebungen auftreten, die für Kern M23065 von Vogelsang (1990) und für Kern M23359 von Gehring (1989) diskutiert werden. Auf Station M23359 ist im Kastenlot ein Kernverlust der obersten 5 cm beschrieben worden (Gehring, 1989).

1.1.2 Alters-Teufen-Beziehungen und Sedimentationsraten

Die durch Umweltänderungen induzierten geochemischen Variationen, die aus den Analysen einzelner Foraminiferengehäuse resultieren, können durch Bioturbation verändert werden und zu falschen Interpretationen führen. Bioturbation wird in Sedimentkernen mit sehr hohen Sedimentationsraten im Allgemeinen eine nur geringe Rolle spielen (Ausnahme: im Extremfall werden Sedimente von Dekapoden (*Calianassa*) bis zu ca. 1.80 m Tiefe bioturbirt (pers. Mtg. Dullo)). Bei Tiefseesedimenten geringerer Sedimentationsraten müssen ebenfalls bioturbate Prozesse einkalkuliert werden. Abb. 4 zeigt eine Darstellung der Alters-Teufen Beziehungen für die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne. Geringe Sedimentationsraten von durchschnittlich 1.5 cm/1000 Jahre ergeben sich für den Kern M23359 vom Aegir Rücken. Nach Gehring (1989) zeigen sich in Kern M23359 starke Fluktuationen in den Sedimentationsraten von maximal 9.9 cm/1000 Jahre bis minimal 0.43 cm/1000 Jahre. Hohe Sedimentationsraten treten dabei bevorzugt während der Glaziale auf, während niedrige Sedimentationsraten in Interglazialen dominieren.

Mittlere Sedimentationsraten sind in Kern M23065 aus dem Gebiet der Jan Mayen Fracture Zone zu beobachten. Vogelsang (1990) gibt für das Europäische Nordmeer südöstlich Jan Mayen (Kern M23065) niedrige Sedimentationsraten zwischen 1.7 cm/1000 Jahre und 2.0 cm/1000 Jahre an. Vor allem zu Beginn des Stadiums 6 sowie während der Terminationen I_A und I_B liegen die Sedimentationsraten im östlichen Europäischen Nordmeer mit maximal 25 cm/1000 Jahre sehr hoch. Vergleichsweise hohe Sedimentationsraten von ca. 2.5 - 3.5 cm/1000 Jahre zeigen sich in den Kernen K708-7 vom Rockall Plateau und ODP 643A vom Vöring Plateau. Absolute ¹⁴C-Altersdatierungen im Kern 21295-4 lassen mittlere Sedimentationsraten von 2.5 cm/1000 Jahre erkennen (Jones & Keigwin, 1988).

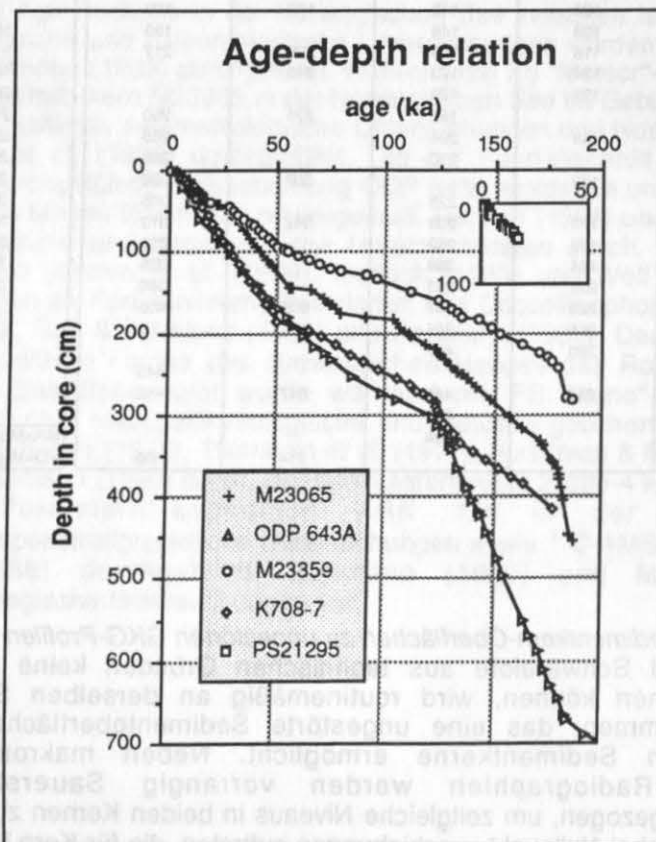


Abb. 4 Alters/Tiefen-Modelle der im Rahmen dieser Arbeit bearbeiteten Sedimentkerne

1.2 Auswahl der Foraminiferenarten für elementanalytische Untersuchungen

1.2.1 Planktische Foraminiferen

Die im Europäischen Nordmeer weit verbreitete planktische Foraminiferenart *Neoglobobulimina pachyderma* sin. wird häufig für die Analyse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope herangezogen und leistet dadurch einen wesentlichen Beitrag zur Rekonstruktion der Paläozirkulation von Oberflächenwassermassen in hohen Breiten. Aufgrund ihrer Toleranz gegenüber niedrigen Temperaturen bis $-1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Bé & Tolderlund, 1981; Boltovskoy & Wright, 1976) und starken Salinitätsschwankungen (30.5 PSU bis $>50\text{ PSU}$) (Boltovskoy & Wright, 1976) ist sie fast durchgehend während der letzten 400.000 Jahre im Europäischen Nordmeer vertreten. Der Hauptlebensraum von *N. pachyderma* sin. liegt unterhalb von 50 m (pers. Mtg. Carstens) bzw. 100 m Wassertiefe (Bé, 1977); nach Carstens (pers. Mtg.) liegt ein sommerliches Vorkommensmaximum zwischen 100 m und 200 m Wassertiefe. Carstens (pers. Mtg.) nimmt eine auf das Frühjahr und den Sommer beschränkte Reproduktion von *N. pachyderma* sin. an. Isotopenwerte spiegeln somit die sommerlichen Verhältnisse in oberflächennahen Wassermassen wider.

Die Sauerstoffisotopenverhältnisse in den Kalzitgehäusen von *N. pachyderma* sin. stehen nach Kellogg et al. (1978) in der Norwegischen See im isotopischen Gleichgewicht mit den hydrologischen Bedingungen in 80-100 m Wassertiefe. Sie reflektieren nahezu unverändert das globale Sauerstoffisotopensignal, da spezielle Vitaleffekte unbekannt sind. Lokale Temperatur- und Salinitätseffekte können dieses Isotopensignal jedoch modifizieren (Kellogg et al., 1978; Jones & Keigwin, 1988), so daß die stratigraphische Anwendung und die aus dem Isotopensignal abgeleiteten Paläo-Temperaturangaben in polaren Meeresgebieten, in denen aufgrund ausgeprägter Klimaumschwünge mit starken Salinitäts- und Wassertemperaturschwankungen gerechnet werden muß, kritisch zu betrachten ist. Ein zusätzlicher, von den angeführten Effekten unabhängiger stratigraphisch nutzbarer Paläo-Temperatur-Indikator erscheint in Kombination mit den Sauerstoffisotopen wünschenswert. Die hier durchgeführte Analyse von Magnesium- und Strontium-Konzentrationsänderungen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. in Hinblick auf eine mögliche Steuerung des Einbaues dieser Elemente durch Wassertemperaturen und die damit verbundene Eignung zur Rekonstruktion paläothermaler Verhältnisse in oberflächennahen Wassermassen in hohen Breiten erscheint als sinnvoller Schritt in diese Richtung.

Änderungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. spiegeln nach Labeyrie & Duplessy (1985) und Mix & Fairbanks (1985) das Kohlenstoffisotopen-Signal der oberflächennahen Wassermassen wider (mit einer konstanten Abweichung zwischen dem Kohlenstoffisotopenverhältnis holozäner *N. pachyderma* sin. und dem $\delta^{13}\text{C}$ des Gesamt- CO_2 von Oberflächenwasser). Die Kohlenstoffisotopen gelten somit als ein verlässlicher Indikator für den Grad der Durchlüftung von Oberflächenwassermassen.

Keigwin & Boyle (1989) zeigen erstmalig Cd/Ca-Verhältnisse in *N. pachyderma* sin. und deren Korrelation zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Gesamt- CO_2 . Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in *N. pachyderma* sin. aus Meeresboden-Oberflächenproben hoher Breiten zeigen dagegen keine signifikante Korrelation, so daß Cadmium als ein zuverlässiger Paläo-Produktivitätsanzeiger erscheint (Keigwin & Boyle, 1989).

1.2.2 Benthische Foraminiferen

Elementanalytische Untersuchungen an benthischen Foraminiferengehäusen sollen Einblicke in die paläo-ozeanographische Situation der Bodenwassermassen geben. Leider ist die Diversität der Gehäuse-Vergesellschaftungen benthischer Foraminiferen unterhalb von 1500 m im Europäischen Nordmeer gering (Mackensen, 1985). Zudem ist es problematisch, ein lückenloses Profil über einen mehrere Glazial/Interglazial-Wechsel umfassenden Zeitraum (in diesem Falle ca. 180.000 Jahre) mit nur einer benthischen Foraminiferenart zu erhalten, da sich die benthische Fauna stark in Abhängigkeit von klimatischen Wechseln ändert (Streeter et al., 1982). Im Rahmen dieser Arbeit wird daher weitgehend auf benthische Foraminiferenarten zurückgegriffen, für die bereits die Verlässlichkeit der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopensignale bzw. der Elementsignale zur Rekonstruktion der Bodenwassermassenzirkulation durch Vorarbeiten bestätigt wurde. Dies ermöglicht zudem den direkten Vergleich der Sauerstoffisotopen-, Kohlenstoffisotopen- und Elementanalysen an derselben Foraminiferenart, die zudem aus den gleichen Sedimentproben stammen.

Nach Lutze & Thiel (1989) eignet sich *Cibicidoides wuellerstorfi* zur Rekonstruktion der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse von Bodenwassermassen. Die rezent häufig auftretende hyaline, epibenthische Art *C. wuellerstorfi* tritt unterhalb von ca. 1300 m Wassertiefe bis in ca. 3000 m auf (Belanger, 1982). Während der Sauerstoffisotopenstadien 2, 6 und dem größten Teil von 3, also überwiegend während der Glazialzeiten, fehlt *C. wuellerstorfi* jedoch in den Sedimenten (Streeter et al., 1982). Sie erscheint wiederum in Sauerstoffisotopenstadium 4 und 5 (Streeter et al., 1982). Die Sauerstoffisotopenwerte der Art *C. wuellerstorfi* entsprechen denen der Art *Uvigerina* spp. unter Berücksichtigung eines Korrekturfaktors von + 0.64 ‰ (Duplessy et al., 1984).

Aus dem Vorkommensmaximum von *Uvigerina* spp. im obersten Zentimeter von Oberflächensedimenten verschiedenster Tiefenbereiche sowie aufgrund der Gehäusemorphologie, die ein Ausdruck des Mikrohabitats ist (Corliss & Emerson, 1990), ist eine epibenthische Lebensweise für *Uvigerina* spp. anzunehmen. Shackleton (1974) zeigt, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *Uvigerina* spp. eindeutig die Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Bodenwassers widerspiegeln.

In Zeiträumen, in denen *C. wuellerstorfi* selten ist oder fehlt (also v.a. in den Glazialen), dominiert dagegen *Oridorsalis umbonatus* (bei Vogelsang, 1990: *O. tener*). *O. umbonatus* ist in Wassertiefen >1300 m gegenwärtig und dominiert in Tiefen > 2900 m (Belanger, 1982). Die Sauerstoffisotopenwerte dieser endobenthisch lebenden Art (pers. Mtg. Corliss) differieren um einen konstanten Wert von +0.36 ‰ zu *Uvigerina peregrina* (Duplessy et al., 1988). Die Arbeiten von Vogelsang (1990) bestätigen diese Angabe. Die Kohlenstoffisotopen von *O. umbonatus* dagegen zeigen keine zeitkonstante Differenz zu den Werten von *U. peregrina* und *C. wuellerstorfi* (Duplessy et al., 1988), so daß die Möglichkeit zur Anwendung dieser Benthos-Art für Kohlenstoffisotopenanalysen eingeschränkt ist (Vogelsang, 1990).

Für die hier durchgeführten Haupt- und Spurenelementuntersuchungen in subrezentem bis rezentem Foraminiferengehäusen aus Oberflächensedimenten werden neben den erwähnten Arten Gehäuse von *Cassidulina* spp. verwendet. Die Unterscheidung leerer und schlecht erhaltener Gehäuse der beiden Arten *C. laevigata* und *C. teretis* ist außergewöhnlich schwer (Mackensen 1988). Auf eine Unterscheidung der beiden Arten wird - gerade in Hinblick darauf, daß intrafamiliäre Unterschiede keinen Einfluß auf die Elementgehalte haben (Blackmon & Todd, 1959; Izuka, 1988) - generell verzichtet. Nach Mackensen (1988) sind *C. laevigata* und *C. teretis* häufige Vertreter der Benthosgemeinschaft an nördlichen Kontinentalhängen und -schelfen. *C. laevigata* kommt vornehmlich in borealen Lebensräumen vor (Phleger et al., 1953; Murray, 1971; Van Weering & Qvale, 1983; Lutze & Coulbourn, 1984). Nach Mackensen (1988) ist *C. laevigata* ein untergeordneter Bestandteil der benthischen Foraminiferengemeinschaft am Norwegischen Kontinentalschelf bis 72°N und bis in Wassertiefen bis 500 m.

C. teretis siedelt in kaltem Wasser arktischer Regionen (Vilks, 1969; Feyling-Hanssen & Buzas, 1976; Lagoe, 1977; Rodrigues et al., 1980). Sie dominiert in der benthischen Foraminiferengemeinschaft am Norwegischen Kontinentalhang zwischen 500 und 1500 m Wassertiefe, wo Bodenwassermassentemperaturen bei ca. -1 °C und Salinitäten bei ca. 34.92 PSU liegen.

Nur sehr vereinzelte Messungen wurden an *Hoeglundina elegans* vorgenommen, die vom Kontinentalhang vor Gabon aus Wassertiefen zwischen 200-2500 m stammt. Nach Corliss & Emerson (1990) lebt *Hoeglundina elegans* im obersten Zentimeter der Sedimente, wird demnach zur Epifauna gerechnet. McCorkle et al. (1990) rechnet sie zur "Shallow infauna".

1.3 Der Einfluß der Foraminiferengehäusegröße auf den Gehäusechemismus

Berger et al. (1978), Hecht & Savin (1972) und Aksu & Vilks (1988) zeigen, daß die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Signale in Foraminiferengehäusen in Abhängigkeit von deren Größe variieren. Diese isotopischen Unterschiede werden auf phänotypische Unterschiede zurückgeführt, z.B. bevorzugtem Lebensraum oder vertikale Migration in der Wassersäule während des Lebenszyklusses. Um diesen Unsicherheitsfaktoren aus dem Wege zu gehen, werden Isotopenanalysen bevorzugt an Gehäusen eines engen Korngrößenspektrums vorgenommen (125-250 µm).

Inwieweit die Haupt- und Spurenelementgehalte in Gehäusen unterschiedlicher Größe variieren, ist bisher ungeklärt. Aksu & Vilks (1988) weisen auf nicht unwesentliche Konzentrationen inorganisch abgeschiedenen Magnesium-Kalzit in der äußeren Lage sekundären Kalzit in großen (250-500 µm) Formen von *N. pachyderma* hin, die eine Veränderung der Haupt- und Spurenelementgehalte möglich erscheinen lassen. Cronblad & Malmgren (1981) verdeutlichen an geochemischen Untersuchungen an planktischen Foraminiferengehäusen (*G. bulloides*, *G. inflata*), daß keine signifikanten Unterschiede in den Strontium- und Magnesium-Konzentrationen in Abhängigkeit von unterschiedlichen Größenfraktionen zu erkennen sind. Izuka (1988) verzichtet folglich auf eine Einschränkung der Foraminiferengehäuse auf eine enge Korngrößenklasse. Bender et al. (1975) verweisen dennoch auf die Möglichkeit, daß Elementkonzentrationen aufgrund von Änderungen der Kalzifizierungsrate verändert werden können. Zolotarev (1975) zeigte diese Beziehung für Magnesium und Strontium an Pelecypoden. Eine systematische Untersuchung der Beziehung zwischen Gehäusegröße und Haupt- bzw. Spurenelementkonzentration steht jedoch aus, so daß in Anlehnung an isopenanalytische Methoden auf Gehäuse eines engen (125-250 µm) Korngrößenspektrums zurückgegriffen wird.

2. Statistische Auswertung der Haupt- und Spurenelementanalysen

2.1 Statistische Grundparameter

In der Regel werden geochemische Daten durch Schätzparameter der Normalverteilung beschrieben (s. Tab VII-IX im Anhang). Die einfachste Art der Charakterisierung einer Variabilität ist die Angabe eines Mittelwertes, der das durchschnittliche Verhalten einer Meßwert-Verteilung angibt, die Auffächerung einer Verteilung jedoch nicht darstellt. Im Rahmen dieser Arbeit wird weitgehend der arithmetische Mittelwert zur Kennzeichnung der Verteilungen herangezogen. Die Kennzeichnung der Variabilität der Verteilungen, also ihrer Abweichung von einer symmetrischen Form, erfolgt durch die Varianz und die Standardabweichung (s. Tab VII-X im Anhang). Neben der Varianz und der Standardabweichung werden die entsprechenden Stichprobenvarianzen und Stichprobenstandardabweichungen in Hinblick darauf berechnet, daß die Streuung einer Stichprobe und nicht der gesamten Population bestimmt wurde.

2.2 Explorative Datenanalyse

Bei kleinen Datensets (n kleiner 20) bieten verteilungsfreie (nicht-parametrische), resistente Schätzwerte (z.B. Median, Quantile) im Rahmen der explorativen Datenanalyse (EDA) adäquate Möglichkeiten zur Beschreibung der Verteilung geochemischer Daten (Tukey, 1979) und werden zur Interpretation der berechneten Mittelwerte herangezogen.

Zur Beschreibung des vorliegenden Datensets können graphische Darstellungen der sogenannten "5-number-summary" dienen (Wurzer, 1987; Reimann, 1987), die Aussagen zur Verteilung ähnlich wie arithmetischer Mittelwert, Minimum, Maximum und Standardabweichung bei Normalverteilungen erlauben. Diese Darstellungsmöglichkeit, Verteilungen graphisch zu vergleichen, kann mit Hilfe von "Basic box plots" (Mc Gill et al., 1978) realisiert werden (Abb. 5). Die "Box" erstreckt sich hierbei von Quartil $Q_{.25}$ bis Quartil $Q_{.75}$ und beinhaltet somit 50% der Daten. Der Median-Wert ist als breiter Strich innerhalb der Box dargestellt. Aus der Lage des Medianwertes sind Aussagen zur Schiefe der Verteilung in ihrem zentralen Bereich möglich. Die Längen der Linien rechts und links der Box ("Whiskers") sind maximal gleich $3 \times IQR/2$ ($IQR = \text{"Interquartile range"}$). Liegen alle Meßdaten innerhalb dieses Bereiches ("Inner fences"), so erstrecken sich die Linien nur bis zum größten bzw. kleinsten Datenwert. Datenpunkte, die außerhalb dieser "Inner fences" liegen, werden als "Ausreißer" definiert, die im Falle der hier durchgeführten Elementanalysen auf Kontamination, Meßfehler oder einen Meßgang innerhalb der Meßapparatur zurückgehen. Sie werden mit eigener Signatur dargestellt.

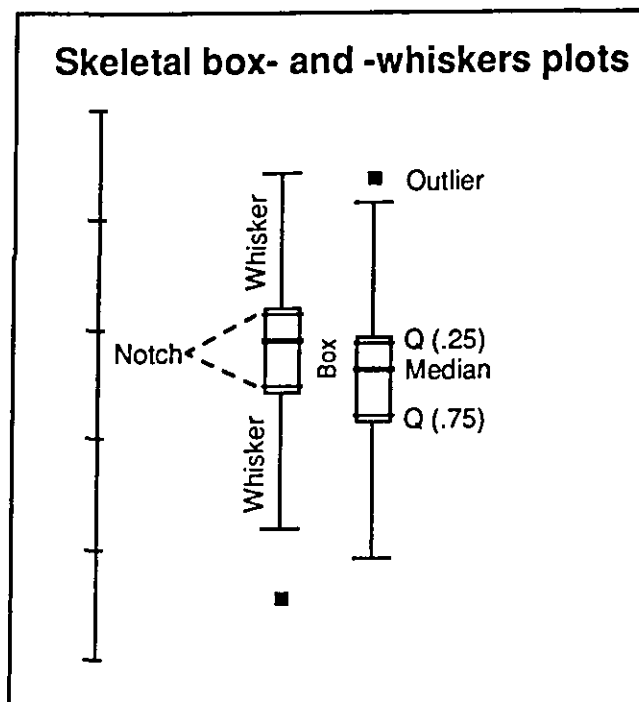


Abb. 5 "Notched box plots" zur Beschreibung der Verteilung geochemischer Daten.

Diese Definition von "Ausreißern" ist sehr robust gegenüber wilden Daten bzw. Anomalien, da die Grenze nur über den zentralen Teil der Verteilung, die "Box", definiert ist. Median und Quantile sind im Gegensatz zum arithmetischen Mittel und zur Standardabweichung, die stark von einzelnen Extremwerten innerhalb eines Datensatzes beeinflusst werden, weniger anfällig gegenüber Störungen durch Extremwerte (Kürzl, 1988).

Eine Erweiterung der "Basic box plots" sind die "Notched box plots", die einen informelleren Vergleich der Lageparameter (Median) auch bei nicht normalverteilten Stichproben zulassen. Die Kerbe ("Notch") ist im Falle der in dieser Arbeit abgebildeten "Box plots" durch zwei seitlich des Medianwertes angeordnete schmale Linien gekennzeichnet. Die Breite dieses Bereiches wird aus dem "Interquartile range" (IQR) der Daten, der eine robuste Schätzung der Streuung darstellt, und dem Stichprobenumfang n der dargestellten Gruppe berechnet. Empirisch hat sich für den Bereich der Kerbe folgende Beziehung ergeben (Kürzl, 1988): $M \pm 1.7(1.25\text{IQR}/1.35\sqrt{n})$

Eine Möglichkeit, mehrere Verteilungen graphisch zu vergleichen, wird durch die Aneinanderreihung mehrerer "Box plots" in einem Diagramm erreicht (Abb. 5). Dabei müssen die Werte der einzelnen Verteilungen gleich skaliert sein. Überschneiden sich die Kerben beim Vergleich mehrerer "Box plots" nicht, so sind die Verteilungen auf dem 5%-Niveau signifikant unterschiedlich.

2.3 Multivariate statistische Verfahren

2.3.1 Faktorenanalyse

Mit Hilfe der Faktorenanalyse soll versucht werden, eine größtmögliche Anzahl der beobachteten Datenvariationen durch eine kleine Zahl unabhängiger "Faktoren" zu erklären, ohne den Informationsgehalt der Variablengesamtheit zu verfälschen. Die Faktoren mit ihren charakteristischen Faktorenladungen werden zur Interpretation von Zusammenhängen zwischen einzelnen "Variablen" herangezogen. Hierbei muß darauf geachtet werden, daß eine geringe Anzahl von Faktoren bei möglichst hohen Kommunalitäten einen hohen Prozentsatz der Gesamtvarianz erklärt.

Die Faktorenanalyse wurde mit 181 Proben aus vier Sedimentkernen, die jeweils 10 Variablen aufweisen, durchgeführt (Tab. V und VIa im Anhang). Aufgrund der Annahme einer nicht normalverteilten Datenbasis diente bei Anwendung dieses multivariaten Verfahrens der nichtparametrische "Spearman-Rang-Korrelationskoeffizient" (mindestens 99% Signifikanzniveau) als Maß für die Daten-interne Korrelation. Am sinnvollsten erschien die Extrahierung von 6 Faktoren, die 78.3% der Gesamtvarianz erklären.

Die Kommunalitäten zeigen vertretbare Werte (Tab. VIa im Anhang). Sie werden durch eine Erhöhung der Faktorenzahl verbessert, jedoch verschlechtern sich dadurch eindeutige Interkorrelationen und Faktorenladungen. Nach Schroll (1974) sollten bei der Auswertung einbezogene Faktorenladungen nicht 0.5 unterschreiten; Werte < 0.3 sind kaum mehr signifikant (Schroll, 1974). Faktorenladungen ≥ 0.5 und ≤ -0.5 sind in Abb. 27 und Tab. 13 graphisch hervorgehoben.

2.3.2 Clusteranalyse

Die Cluster-Analyse faßt aus einer Vielzahl von Proben die einander ähnlichen Objekte in Gruppen ("Cluster") zusammen, wobei sich die Gruppen signifikant voneinander unterscheiden sollen. Dadurch sollte ein Überblick über mögliche Element- und Probengruppierungen gewonnen werden. Es werden hierarchische Klassifikationsschemata angewendet. Bei der hier für 181 Proben mit jeweils 10 Variablen durchgeführten "Ward Minimum Varianz-Methode" (Ward, 1963) wird als Ähnlichkeits- und Distanzmaß die nicht standardisierte, quadrierte Tanimoto-Distanz, bei der alle Objekte gleich gewichtet werden, benutzt.

2.4 Zeitserien

Da für viele Proben nicht alle Parameter, die für die multivariaten statistischen Auswerteverfahren herangezogen werden, gleichzeitig vorhanden sind, wurden für die einzelnen Datensätze Zeitserien mit jeweils gleichen Beprobungsabständen von mindestens 2000 Jahren hergestellt, um einen relativ homogenen Datensatz zu erhalten. Diese "neuen" Datensätze werden durch lineare Interpolation zwischen den ursprünglichen Meßdaten abgeschätzt und mit Hilfe eines Gauss'schen Filters geglättet (Tab. V im Anhang). Ein Vergleich der "synthetischen" Kurven mit den ursprünglichen Daten ergibt eine durchgehend gute Übereinstimmung, so daß eine Anwendung der beschriebenen Methode gerechtfertigt ist.

3. Elementanalytische Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde

3.1 Präparation der Foraminiferengehäuse

Die Foraminiferengehäuse werden nach der Trennung der Sandfraktion von der Ton- und Siltfraktion aus der Sandfraktion ausgelesen. Für die Mikrosondenanalyse werden geschliffene und polierte Querschnitte der Foraminiferengehäuse hergestellt. Eine Relief-freie Oberfläche ist für eine quantitative Analyse von großer Bedeutung. So kann bei einer Beschleunigungsspannung von 15 kV ein nur 0.5 μm tiefer Kratzer in der Oberfläche eine Pyroxens zu einer Konzentrationsminimierung um ca. 10 % führen (Long, 1977).

Bevor die Gehäuse in einen Zweikomponenten-Kleber (Epoxidharz) eingebettet werden, werden die äußeren Oberflächen der Foraminiferengehäuse durch Ultraschallbehandlung in Methanol (ca. 15 Sekunden) gereinigt und danach mehrere Male mit destilliertem Wasser nachgespült. Nachdem Querschnitte der in Epoxid eingebetteten Foraminiferengehäuse durch Schleifvorgänge hergestellt wurden, können die zugänglichen inneren Kammerwände durch eine wiederholte Ultraschallbehandlung in Methanol mit anschließender Spülung mit destilliertem Wasser gereinigt werden. Als Schleifmittel wurde Korund verwendet. Eine zu lange Ultraschallbehandlung führt zu einer Zerstörung der fragilen Kammerwände. Nach Reinigung der inneren Kammern werden die Hohlräume durch Epoxid gefüllt, um die Kammerwandstrukturen zu stabilisieren und um eine möglichst ebene Oberfläche zu erhalten. Danach werden die Foraminiferen ein weiteres Mal so weit heruntergeschliffen, daß ein Querschnitt der Gehäuse vorliegt. Die Oberfläche der Kammerwandquerschnitte wird mit Diamantpaste poliert und ein letztes Mal mit Methanol im Ultraschallbad mit anschließender Spülung mit destilliertem Wasser gereinigt. Für die Mikrosondenanalyse werden die Anschliffe mit Kohlenstoff bedampft.

3.2 Die Elektronenstrahl-Mikrosonde und ihre analytische Empfindlichkeit

Herkömmliche Laborverfahren zur quantitativen und qualitativen Elementanalytik in wässrigen Lösungen sind atomabsorptive Verfahren (ICP-MS, Graphitrohr-AAS). Bei diesen Methoden muß der Probenkontamination große Beachtung geschenkt werden. Für Feststoffanalysen sehr geringer Probenmengen im Mikrometer-Größenbereich existieren bislang keine Standard-Labormethoden, die eine Quantifizierung geringster Konzentrationen bis in den ppb-Bereich erlauben. Mit der Weiterentwicklung der Ionen- und Protonensonden wird in Zukunft eine derartige Möglichkeit gegeben sein. Die Elektronenmikrosonden-Analyse (EMS) ist in erster Linie zur qualitativen und quantitativen Erfassung von Hauptelementen geeignet, wenngleich die Auflösungsmöglichkeit geringer als bei atomabsorptiven Verfahren ist. Eine Quantifizierung der im Rahmen dieser Arbeit analysierten Elemente Kalzium, Magnesium, Eisen und Strontium, die im ppm-Bereich auftreten, ist unproblematisch; geringere Konzentrationen, wie sie bei Cadmium, Barium und Zink vorkommen, können qualitativ bzw. semi-quantitativ, wie im Rahmen dieser Arbeit gezeigt wird, identifiziert werden. Semi-quantitative Analysen spiegeln relative Trendänderungen der Elementkonzentrationen wider, ohne daß Angaben in Absolutwerten möglich werden.

Folgende Überlegungen führten zu dem Entschluß, Haupt- und Spurenelemente mit Hilfe der Mikrosonde zu analysieren:

1. Multi-Element-Analysen in der Festsubstanz können schnell und ohne großen präparativen Aufwand durchgeführt werden. Die Bündelung des Elektronenstrahles auf $< 1 \mu\text{m}$ Durchmesser erlaubt die mehrfache, zerstörungsfreie Analyse einzelner Foraminiferenkammerwände.
2. Messungen direkt in der Festsubstanz haben den Vorteil, daß Probenkontamination weitgehend ausgeschlossen werden kann (s. II-3.5)

Wichtige Bauteile der Mikrosonde sind 1) die Elektronenquelle, die den Elektronenstrahl erzeugt, 2) das elektronenoptische System, das die Steuerung und Bündelung des Meßstrahles übernimmt, 3) die Röntgenspektrometer, die das erzeugte Röntgenspektrum zerlegen und registrieren, und 4) eine Probenhalterung. Beim Auftreffen auf das Probenmaterial treten die Elektronen mit den Atomen in Wechselwirkung und verursachen verschiedene Prozesse:

- Die Atome des Probenmaterials werden ionisiert, wodurch es zur Emission von charakteristischer Röntgenstrahlung kommt,
- die Elektronen im Probenmaterial werden gebremst, wobei sie ihre kinetische Energie in Form von "Bremsstrahlung" abgeben und
- die eindringenden Elektronen werden aus der Probe zurückgestreut.

Je nach kinetischer Energie der Elektronen (Beschleunigungsspannung) und Anodenmaterial (Probe), Ordnungszahl des betreffenden Elementes, des Atomgewichtes, der Lage der Absorptionskante und der Dichte dringen die Elektronen mehr oder weniger tief in das Probenmaterial ein. In leichtere Elementverbindungen (z.B. Kalziumkarbonat) dringen die Elektronen tiefer ein. Es entsteht eine "Meßbirne": Die Elektronen weichen nach Eintreten in das Probenmaterial mehr und mehr von ihrer ursprünglichen Richtung ab und durchdringen die Probe letztendlich nach allen Richtungen hin.

Im Spektrometer wird die entstandene charakteristische Röntgenstrahlung, deren Intensität näherungsweise eine lineare Funktion der Elementkonzentration ist, mit Hilfe verschiedener Kristalle unterschiedlicher Gitterabstände nach der Bragg'schen Bedingung zerlegt und die Impulse von einem Proportionalitätszählrohr registriert. Die Verlangsamung der Elektronen beim Eintritt in die Probe produziert ein kontinuierliches Röntgenstrahlenspektrum (Bremsstrahlung). Diese Bremsstrahlung stellt einen Untergrund ("Background") dar, dem die charakteristischen Element-Spektrallinien ("Peaks") überlagert sind. Zur quantitativen Messung wird die Netto-Intensität (Impulsrate, im Rahmen dieser Arbeit als "Peak/background"-Verhältnis beschrieben) der charakteristischen Linien mit der entsprechenden Intensität des gleichen Elementes eines Standardpräparates verglichen. Das Intensitätsverhältnis entspricht jedoch nur dann dem Konzentrationsverhältnis, wenn sich Probe und Standard in ihrem Elementbestand nur wenig unterscheiden.

Geochemische Analysen wurden unter der Berücksichtigung von PAP-Korrekturen mit einer Wellenlängen-dispersiven automatisierten Cameca-Mikrosonde, die mit vier Spektrometern ausgerüstet ist, durchgeführt. Die Anregungsspannung betrug 15 KV, der Strahlstrom ca. 15 nA. Die Meßzeit pro Element-"Peak" belief sich auf 20 Sekunden, die des "Background" jeweils 10 Sekunden vor und nach der "Peak"-Messung. Die Konstanz des Strahlstromes beträgt 1%/24 Stunden, wobei nach jeder Analyse eine Messung des Strahlstromes vorgenommen wird. Eine Stabilisierungskontrolle erfolgt je nach Drift alle 0.5 Sekunden. Der Elektronenstrahl wurde auf einen Durchmesser von 2-4 µm fokussiert. Die Elementkonzentrationen von Kalzium, Magnesium, Eisen und Strontium werden in Oxid-Form umgerechnet. Folgende Standards wurden angewendet:

Mg	Periklas (synthetisch)
Fe	Fe-Metall
Ca	Wollastonit (natürlich)
Sr	Internationaler Standard Spurenelemente "X"
Ba	Internationaler Standard Spurenelemente "W"
Zn	Internationaler Standard Spurenelemente "X"
Cd	CdO (synthetisch)

3.3 Semi-quantitative Spurenelement-Analysen: "Peak/background"-Verhältnisse

In Abhängigkeit von der Ordnungszahl sind Konzentrationen bis ca. 10 ppm mit der verwendeten Mikrosonde quantifizierbar. Die Intensitäten der Röntgenstrahlungen von Magnesium, Strontium, Kalzium und Eisen sind ausreichend, um sie im Vergleich zu einem Standard zu quantifizieren. Die Intensitäten der analysierten Elemente Cadmium, Barium und Zink sind wesentlich geringer. Nach Boyle (1981) liegen die Cadmium-Konzentrationen von Foraminiferen in der Größenordnung 10^{-8} mol/mol Cd/Ca., die von Zink in der Größenordnung von 10^{-5} mol/mol Zn/Ca. Barium-Konzentrationen liegen bei 10^{-6} mol/mol Ba/Ca (Lea & Boyle, 1989). Diese geringen Konzentrationen sind mit der Elektronenmikrosonde nicht mehr zu quantifizieren, jedoch lassen sich semi-quantitative Abschätzungen, also relative Konzentrationsänderungen, nachweisen. Die Auflösungsmöglichkeit dieser Elemente ist von dem "Peak/background"-Verhältnis und der Stabilität des gesamten Systems inklusive der Probe abhängig. Nach Long (1977) beträgt der kleinste auflösbare "Peak" ca. 1% des "Background".

Es wurde getestet, inwieweit die für Cadmium, Barium und Zink angegebenen "Peak"-Werte oberhalb der von Long (1977) zitierten 1%-Marke liegen. Dazu wurde die Probe M23065 - 49 cm, die im Vergleich zu den anderen Proben dieses Sedimentkerns ein deutliches Minimum im "Peak/background"-Verhältnis aufweist, näher untersucht. Abb. 6 zeigt Cadmium-, Barium- und Zink-Analysen an einem Foraminiferengehäuse dieser Probe. "Background"- und "Peak"-Werte der einzelnen Messungen sind nebeneinander geplottet, wobei für die "Background"-Daten jeweils Fehlerbalken eingezeichnet wurden, die 5% der jeweiligen "Background"-Werte betragen, somit den von Long (1977) angegebenen Bereich um ein Mehrfaches überschreiten. In 19 von 30 Cadmium-Messungen, 18 von 22 Barium-Messungen und 11 von 16 Zink-Messungen liegen die "Peak"-Werte oberhalb dieses 5%-Fehlerbereiches. Die aus den einzelnen Analysen berechneten arithmetischen Cadmium-, Barium- und Zink-"Peak"-Mittelwerte sind als gestrichelte Linien eingezeichnet. Für den gemittelten "Background" ist ebenfalls ein Fehlerbereich von 5% des "Background"-Mittelwertes angegeben (schattierter Bereich). Der "Peak"-Mittelwert für Cadmium sowie ca. 70% der Einzelanalysen liegen eindeutig oberhalb der 5%-Marke, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die Empfindlichkeit des Gerätes für semi-quantitative Cadmium-Analysen ausreichend ist. Das gleiche gilt für Barium und Zink. Ein Vergleich der "Background"-Daten- und "Peak"-Daten-Verteilungen für Cadmium, Barium und Zink (Abb. 7) läßt zudem erkennen, daß die Verteilungen auf dem 95%-Niveau signifikant unterschiedlich sind.

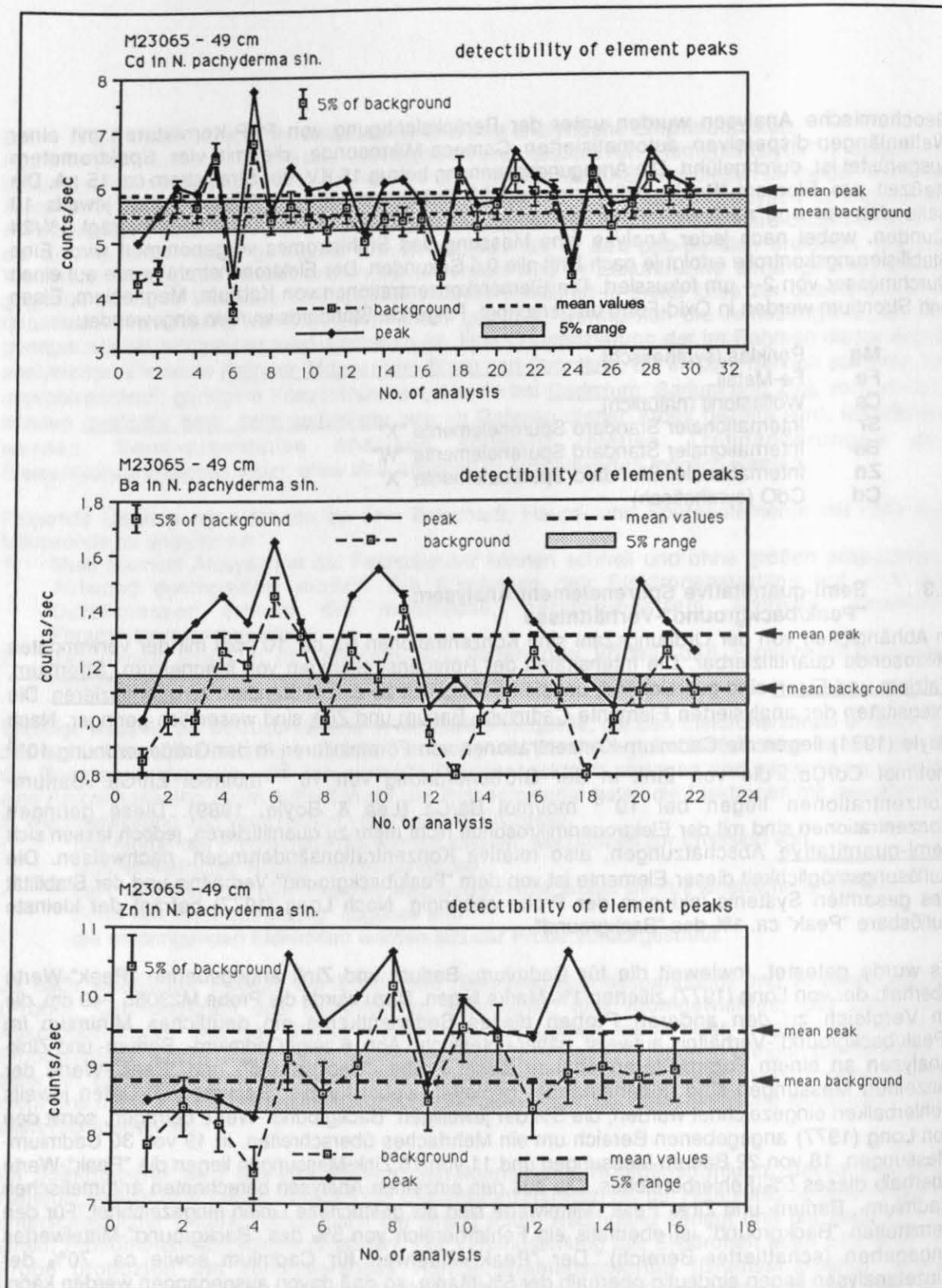


Abb. 6 Semi-quantitative Elementanalysen mit der Mikrosonde. Für mehrere Cadmium-, Barium- und Zinkanalysen an einer Probe werden "Background-" (kleine Vierecke) und entsprechende "Peak"-Werte (Punkte) gezeigt. Für die Elektronen-Mikroanalyse beträgt der kleinste auflösbare "Peak" 1% des "Background" (Long, 1977). Ca. 70% der "Peaks" liegen sogar oberhalb der für die "Background"-Werte eingezeichneten 5% Fehlerbereiche (Fehlerbalken an den kleinen Vierecken). Aus den einzelnen Messungen gemittelte "Background-" und "Peak"-Werte sind als gestrichelte Linien eingetragen. Der mittlere "Peak"-Wert liegt eindeutig außerhalb des 5%-Fehlerbereiches (schattierter Bereich), der für den mittleren "Background"-Wert angegeben ist.

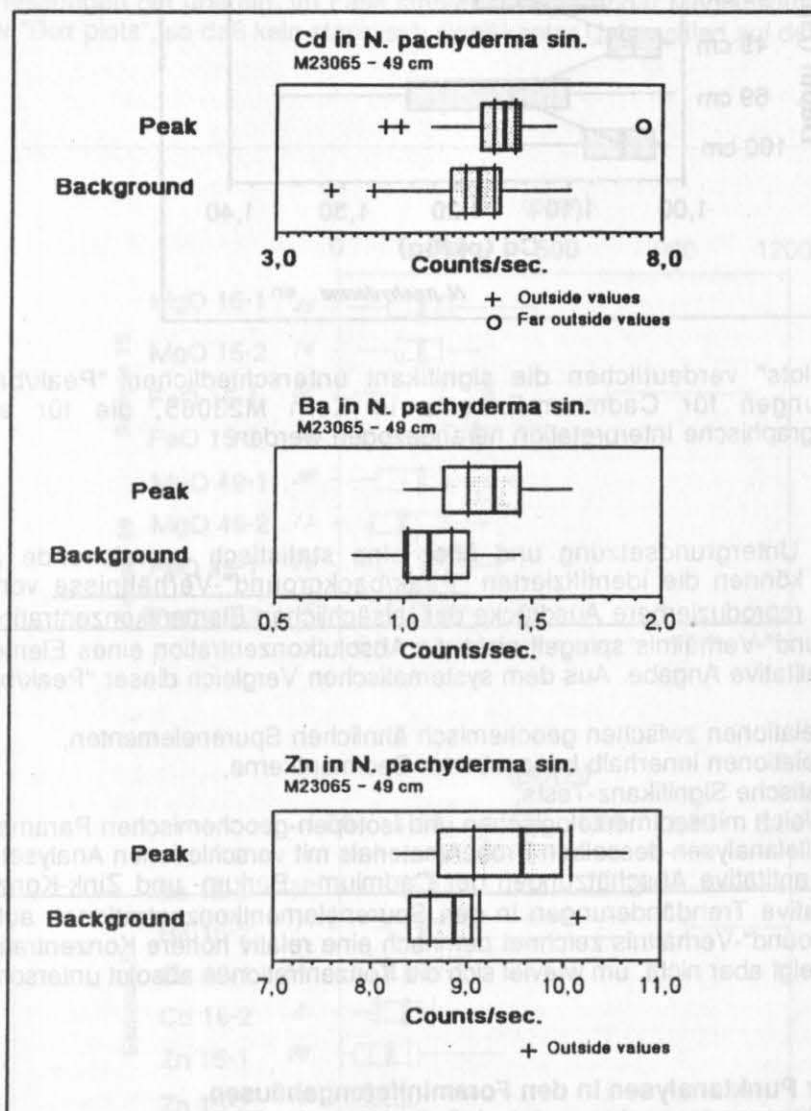


Abb. 7 Der "Box plot"-Vergleich der "Background"-Daten und "Peak"-Daten-Verteilungen für Cadmium, Barium und Zink verdeutlicht die signifikant unterschiedlichen Verteilungen.

In Hinblick auf die niedrige Cadmium-Absolutkonzentration kann mit Methoden der explorativen Datenanalyse (s. II-2.2) abgesichert werden, daß die für eine paläo-ozeanographische Interpretation herangezogenen "Peak/background"-Extrema trotz der hohen Datenvariabilität statistisch signifikant sind. In Abb. 8 sind die Verteilungen der in die "Peak/background"-Mittelwertberechnung eingehenden Einzelmessungen für Cadmium-Maxima, die durch deutliche Minima getrennt sind, in Form von "Box plots" dargestellt.

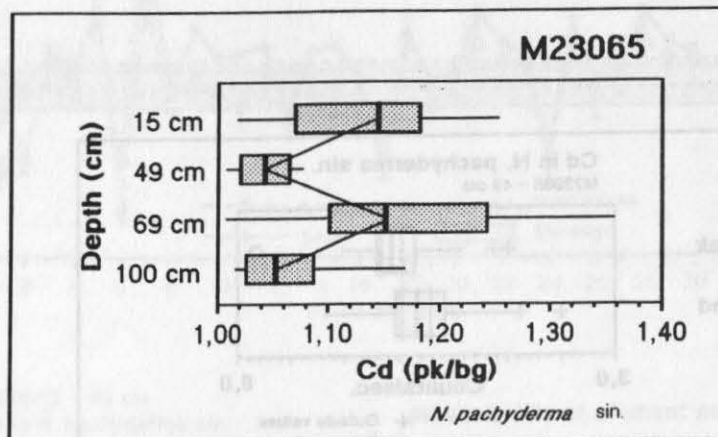


Abb. 8 "Box plots" verdeutlichen die signifikant unterschiedlichen "Peak/background"-Verteilungen für Cadmium-Extrema in Kern M23065, die für eine paläo-ozeanographische Interpretation herangezogen werden.

Bei einer exakten Untergrundsetzung und über eine statistisch ausreichende Anzahl von Parallelmessungen können die identifizierten "Peak/background"-Verhältnisse von Cadmium, Barium und Zink als reproduzierbare Ausdrücke der tatsächlichen Elementkonzentrationen dienen. Das "Peak/background"-Verhältnis spiegelt nicht die Absolutkonzentration eines Elementes wider, sondern ist eine qualitative Angabe. Aus dem systematischen Vergleich dieser "Peak/background"-Verhältnisse durch:

1. Korrelationen zwischen geochemisch ähnlichen Spurenelementen,
2. Korrelationen innerhalb benachbarter Sedimentkerne,
3. statistische Signifikanz-Tests,
4. Vergleich mit sedimentologischen und isotope-geochemischen Parametern und
5. Parallelanalysen desselben Probenmaterials mit verschiedenen Analysetechniken

lassen sich semi-quantitative Abschätzungen der Cadmium-, Barium- und Zink-Konzentrationen vornehmen und relative Trendänderungen in den Spurenelementkonzentrationen aufzeigen. Ein hohes "Peak/background"-Verhältnis zeichnet demnach eine relativ höhere Konzentration nach als ein niedrigeres; es zeigt aber nicht, um wieviel sich die Konzentrationen absolut unterscheiden.

3.4 Anzahl der Punktanalysen in den Foraminiferengehäusen

Die hochselektive Mikrosondenanalyse zeigt, daß die Höhe der Elementkonzentrationen innerhalb der Kammerwandung stark variiert (s. Tab. VII-IX im Anhang, Abb. 24). Nur die mehrfache Durchführung von Punktanalysen an einem Foraminiferengehäuse mit anschließender Mittelung der Werte kann somit zu einem für das Foraminiferengehäuse repräsentativen Ergebnis führen. Aus methodischen und zeitlichen Gründen ist jedoch nur eine begrenzte Anzahl von Punktanalysen möglich.

Generell werden jeweils drei Foraminiferen pro Probe ausgelesen. An diesen Foraminiferengehäusen werden durchschnittlich jeweils fünf Punktanalysen vorgenommen. Die Durchführung von 15 Punktanalysen, bei der 7 Elemente analysiert werden, dauert ca. 60 Minuten. Aufgrund der Gehäuse-internen Verteilung der Haupt- und Spurenelemente sind pro Meßgang nur selten alle Elemente gleichzeitig vorhanden (s. III-1). Die an drei Foraminiferen erhaltenen maximal 15 "Treffer" gehen in die endgültige Berechnung des arithmetischen Mittels ein.

Inwieweit diese aus einer relativ kleinen Anzahl von Punktanalysen gebildeten Mittelwerte einen für die Probe repräsentativen Wert darstellen, wird an zeitlich weit auseinanderliegenden Vergleichsmessungen an denselben Gehäusen von *N. pachyderma* sin. (Proben M23065-2, 15 cm und M23065-3, 49 cm) gezeigt. Mittlere Element-Konzentrationen von Magnesium, Eisen, Cadmium,

Barium und Zink, die a) aus einer möglichst hohen Anzahl von Einzelanalysen (bis maximal 52 Punktanalysen pro Probe) und b) aus der routinemäßigen Durchführung von 15 Punktanalysen pro Probe resultieren, werden in Abb. 9 in Form von "Box plots" verglichen. Tab. Ia im Anhang zeigt die verwendeten Datensätze. In Tab. Ib im Anhang sind die entsprechenden statistischen Parameter angegeben. Bei beiden Proben (M23065-2/3, 15 cm bzw. 49 cm) stimmen die Medianwerte der Vergleichsmessungen gut überein. Im Falle stärker divergierender Medianwerte überlappen sich die "Kerben" der "Box plots", so daß kein statistisch signifikanter Unterschied auf dem 5% Niveau vorliegt.

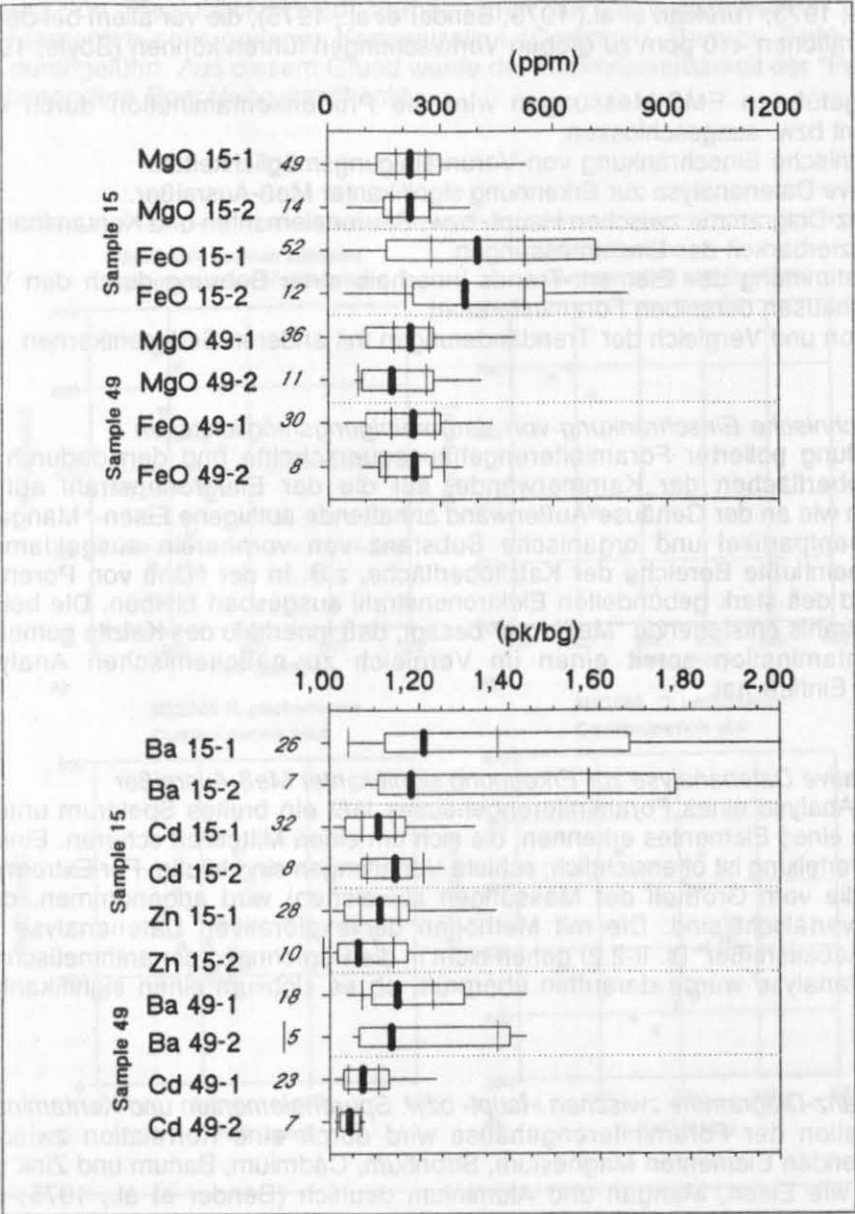


Abb. 9 "Box plots" verdeutlichen die nicht signifikant unterschiedlichen Meßwertverteilungen für Cadmium, Barium, Zink, Magnesium und Eisen, die an zwei Proben (M23065, 15 cm und 49 cm) mit a) einer möglichst hohen Anzahl von Einzelanalysen (z.B. Probe 15-1) und b) der in dieser Arbeit routinemäßig durchgeführten Meßanzahl vorgenommen wurden (z.B. Probe 15-2). Kursiv gedruckte Zahlen geben die aktuelle, in die Medianwert-Berechnung eingehende Punktanalysezahl an.

3.5 Einfluß der Proben-Kontamination auf die Reproduzierbarkeit der Analysen

Die technische Verbesserung analytischer Methoden seit den späten 70er Jahren hat erkennen lassen, daß viele der bisherigen spurenanalytischen Untersuchungen aufgrund von Probenverunreinigungen verfälscht sind (Boyle, 1981). Vor einer Interpretation der Elementsignale ist eine Abschätzung des Einflusses der Probenkontamination bei den hier durchgeführten Analysen von besonderer Bedeutung. Foraminiferengehäuse können durch vielfältige Prozesse verunreinigt sein. Sedimentfüllungen (alumo-silikatischer Detritus und möglicherweise auch Schleifpulver), anhaftende authigene Eisen-, Mangan- und Baryt-Phasen, organische Restsubstanz, an der Gehäusewand anhaftende Tonminerale und absorbiertes hydratisiertes Eisen und Magnesium sind mögliche Kontaminanten (Goldberg, 1954; Emiliani, 1955; Krinsley, 1960; Lipps & Ribbe, 1967; Savin & Douglas, 1973; Turekian et al., 1973; Bender et al., 1975), die vor allem bei der Analyse von Elementkonzentrationen <10 ppm zu groben Verfälschungen führen können (Boyle, 1981).

Bei den durchgeführten EMS-Messungen wird die Probenkontamination durch verschiedene Verfahren erkannt bzw. ausgeschlossen:

1. Meßtechnische Einschränkung von Verunreinigungsmöglichkeiten.
2. Explorative Datenanalyse zur Erkennung signifikanter Meß-Ausreißer.
3. Kovarianz-Diagramme zwischen Haupt- bzw. Spurenelementen und Kontaminanten.
4. Reproduzierbarkeit der Einzelmessungen.
5. Übereinstimmung der Element-Trends innerhalb einer Bohrung durch den Vergleich von Einzelgehäusen derselben Foraminiferenart.
6. Korrelation und Vergleich der Trendänderungen mit anderen Sedimentkernen.

1. *Meßtechnische Einschränkung von Verunreinigungsmöglichkeiten*

Mit der Herstellung polierter Foraminiferengehäusequerschnitte und den dadurch präparierten frischen Kalzitoberflächen der Kammerwände, auf die der Elektronenstrahl auftrifft, können Kontaminationen wie an der Gehäuse-Außenwand anhaftende authigene Eisen-, Mangan- und Baryt-Phasen, Sedimentpartikel und organische Substanz von vornherein ausgeklammert werden. Diagenetisch beeinflusste Bereiche der Kalzitoberfläche, z.B. in der Nähe von Poren und Kanten, können aufgrund des stark gebündelten Elektronenstrahl ausgespart bleiben. Die beim Eindringen des Elektronenstrahls entstehende "Meßbirne" besagt, daß innerhalb des Kalzits gemessen wird und Oberflächenkontamination somit einen im Vergleich zu naßchemischen Analysemethoden unbedeutenden Einfluß hat.

2. *Explorative Datenanalyse zur Erkennung signifikanter Meß-Ausreißer*

Die mehrfache Analyse eines Foraminiferengehäuses läßt ein breites Spektrum unterschiedlicher Konzentrationen eines Elementes erkennen, die sich um einen Mittelwert scharen. Eine Abweichung von der Normalverteilung ist offensichtlich; schiefe Verteilungen sind häufig. Für Extremwerte (Minima oder Maxima, die vom Großteil der Messungen abweichen) wird angenommen, daß sie durch Kontamination verfälscht sind. Die mit Methoden der explorativen Datenanalyse ("Box plots") identifizierten "Meßausreißer" (s. II-2.2) gehen nicht in die Berechnung der arithmetischen Mittelwerte ein. Jede Punktanalyse wurde daraufhin überprüft, ob es sich um einen signifikanten Ausreißer handelt.

3. *Kovarianz-Diagramme zwischen Haupt- bzw. Spurenelementen und Kontaminanten*

Eine Kontamination der Foraminiferengehäuse wird durch eine Korrelation zwischen den zur Diskussion stehenden Elementen Magnesium, Strontium, Cadmium, Barium und Zink und typischen Kontaminanten wie Eisen, Mangan und Aluminium deutlich (Bender et al., 1975; Boyle, 1981). Kovarianz-Diagramme zwischen den analysierten Elementen Magnesium, Strontium, Cadmium, Barium und Zink und der kontaminierenden Phase Eisen für benthische Foraminiferen aus allen in dieser Arbeit untersuchten Sediment-Oberflächenproben zeigen keine Korrelation (Abb. 10a, Tab. II im Anhang). Das Fehlen einer Korrelation kann durch ein von Probenlokation zu Probenlokation variierendes Element/Kontaminanten-Verhältnis hervorgerufen werden (Boyle, 1981). Die

Kovarianzen der individuellen Probenlokationen lassen jedoch ebenfalls keine Korrelation erkennen (Abb. 10b) und deuten daher auf eine durch Probenkontamination unbeeinflusste Elementanalyse. Element/Kontaminanten-Verhältnisse innerhalb einzelner Sedimentkerne (M23065, M23359, ODP 643A, K708-7, 21295) lassen ebenfalls keine Korrelation erkennen (Abb. 10c,d). Ergäben sich vergleichbare Trends innerhalb eines Kernes zwischen dem Kontaminanten und dem zur Diskussion stehenden Element, müßte von einer ernsthaften Beeinflußung der EMS-Meßergebnisse durch Verunreinigung ausgegangen werden.

4. Reproduzierbarkeit der Einzelmessungen

Die Anwendung von "Peak/background"-Verhältnissen zur semi-quantitativen Bestimmung von chemischen Elementen sehr geringer Konzentration (Cadmium, Barium, Zink) wurde erstmalig systematisch durchgeführt. Aus diesem Grund wurde der Reproduzierbarkeit der "Peak/background"-Verhältnisse besondere Beachtung geschenkt.

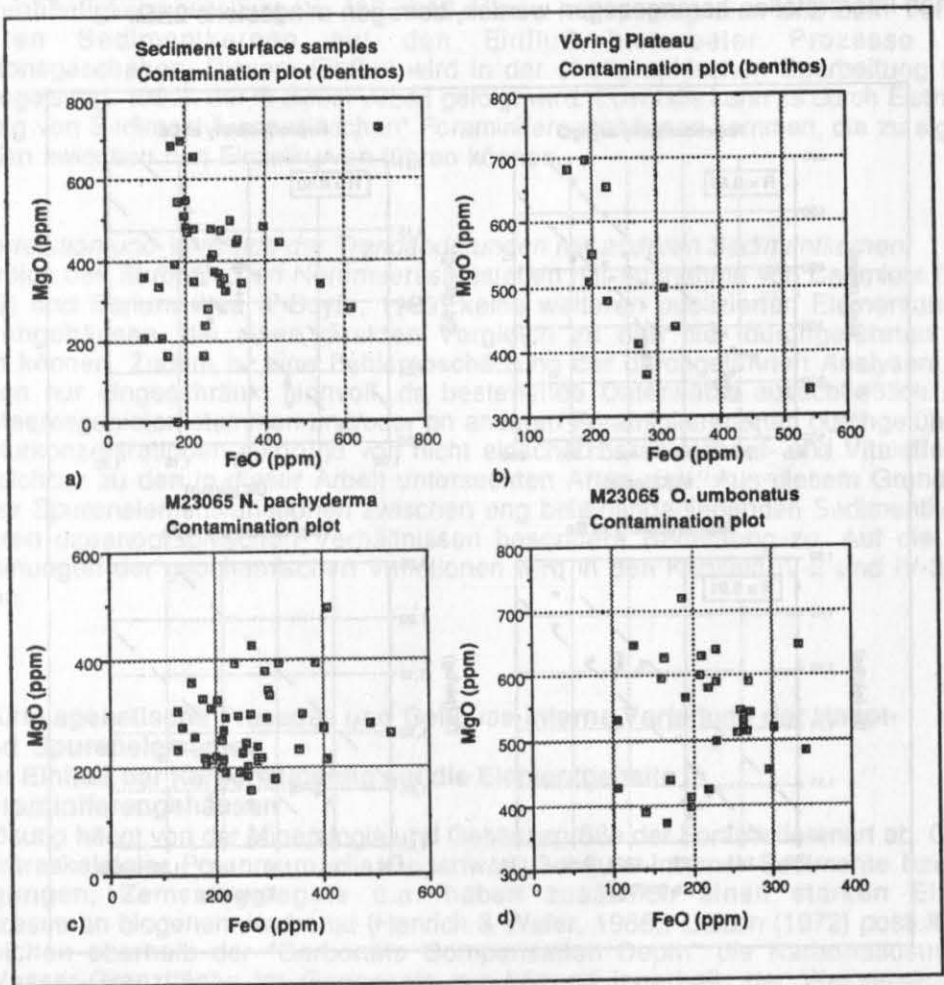


Abb. 10 Kovarianz-Diagramme zwischen Magnesium in benthischen und planktischen Foraminiferengehäusen (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*, *O. umbonatus*, *N. pachyderma* sin.) und dem kontaminierenden Element Eisen für a) alle im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentoberflächenproben, b) ein regional eng begrenztes Gebiet (Vöring Plateau), und c/d) Sedimentkern M23065. Horizontale und vertikale Achseneinteilungen sind unterschiedlich.

Die Reproduzierbarkeit der EMS-Analysen wird mit Hilfe von Element/Element-Diagrammen dargestellt, in denen die Konzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse der ersten Messung gegen eine Parallelmessung aufgetragen werden (Abb. 11). Jeder Meßwert stellt das arithmetische Mittel aus maximal 15 Punktanalysen dar. Für Magnesium, Cadmium und Barium zeigt sich eine gute Reproduzierbarkeit der Mikrosondenanalysen (Korrelationskoeffizienten für Magnesium: $R = 0.85$, Cadmium: $R = 0.80$, Barium: $R = 0.91$). Die z.T. inhomogene Verteilung der Elemente innerhalb des Kalzitgitters (s. III-1) in Zusammenhang mit einer hohen Variabilität der Elementkonzentrationen innerhalb einer Foraminifere führen zwangsläufig zu einer starken Streuung der Werte um die Regressionsgrade.

Die mittleren Abweichungen ΔD aller doppelt gemessenen Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse betragen für Magnesium: $\Delta D = 55$ ppm, für Cadmium: $\Delta D = 0.026$ (pk/bg), für Barium: $\Delta D = 0.056$ (pk/bg) und für Zink: $\Delta D = 0.055$ (pk/bg). Für Zink fällt die Reproduzierbarkeit am schlechtesten aus, was zum Teil auf die geringe Anzahl durchgeführter Parallelmessungen zurückgeht. Eine schlechte Reproduzierbarkeit für Barium und Zink wird bereits von Boyle (1981) beschrieben. Die relativen (Cadmium, Barium, Zink) und absoluten Elementkonzentrationsänderungen (Magnesium), die letztendlich zur paläo-ozeanographischen und -klimatischen Interpretation herangezogen werden, betragen mindestens $2\Delta D$.

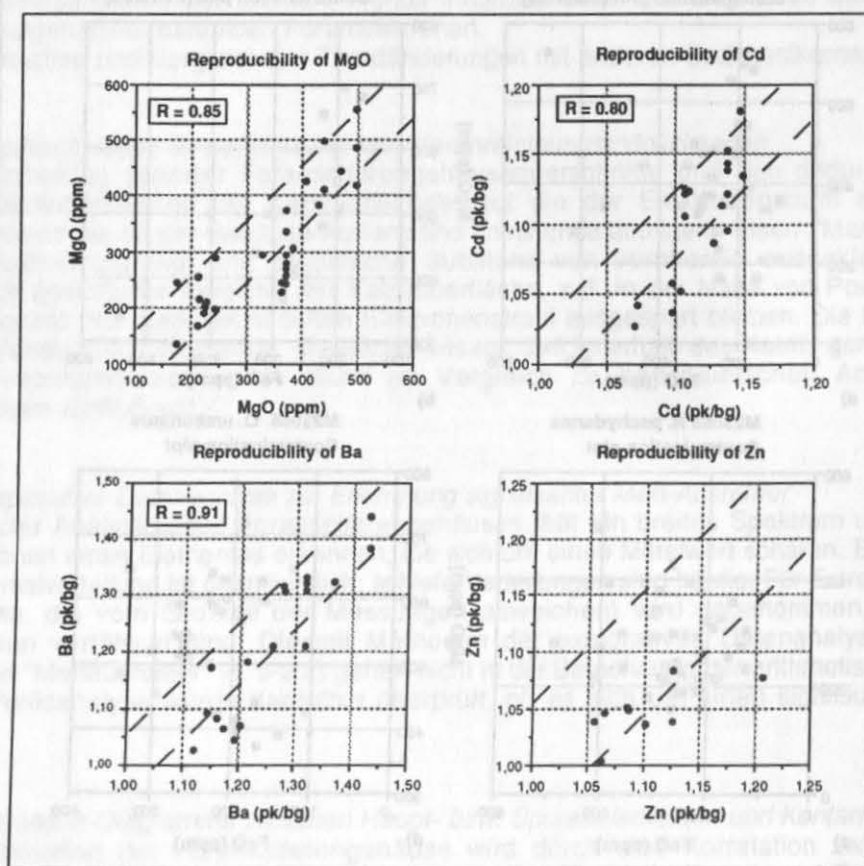


Abb. 11 Die Reproduzierbarkeit der Mikrosondenanalysen für Magnesium, Cadmium, Barium und Zink wird anhand von Parallelmessungen derselben Proben aufgezeigt, die an *N. pachyderma* sin., *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* aus den Kernen K708-7, M23065 und ODP 643A sowie den Sedimentoberflächenproben 23004 und 23008 durchgeführt wurden. Aufgetragen sind jeweils die erste Messung gegen die zweite. Eine völlige Übereinstimmung der Messungen würde in einer Aufreihung der Meßwerte entlang der Diagonalen resultieren. Die mittleren Abweichungen von dieser Diagonalen, die aus den Differenzen der ersten und zweiten Messungen berechnet wurden, sind durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.

5. *Übereinstimmung der Haupt- und Spurenelement-Trends innerhalb einer Bohrung durch den Vergleich von Einzelgehäusen derselben Foraminiferenart*

Die durch Messung von drei Foraminiferengehäusen pro Probe entstandenen drei Mittelwertkurven weisen vergleichbare Trends auf (Abb. 12, Abb. 13). Diese Übereinstimmung ist ein wichtiges Argument für die Korrektheit der Analysen, da eine gleichförmige Verunreinigung der Gehäuse, die zwangsläufig zu denselben Meßergebnissen in den drei Gehäusen führen würde, unwahrscheinlich ist.

Die Mittelwertkurvenverläufe der drei einzelnen Foraminiferengehäuse pro Probe zeigen vergleichbare Trends, im Detail variieren sie jedoch. Die analysierten Haupt- und Spurenelemente werden an den stratigraphischen Informationsträgern "Foraminiferen" gemessen. Diese unterliegen der Bioturbation (Duplessy, 1978), die in Zusammenhang mit Änderungen in der Foraminiferenhäufigkeiten "künstliche" Signale hervorrufen kann (Bard et al., 1987). Zudem muß dem Faktor Bioturbation in Kernen niedriger und mittlerer Sedimentationsrate mehr Beachtung geschenkt werden, als in Kernen mit hoher Sedimentationsrate. Die Sedimentationsraten der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne sind generell niedrig bis mittel (s. II-1.1.2). Für Sedimentkerne des Europäischen Nordmeeres verweist Vogelsang (1990) anhand von Foraminiferenhäufigkeitsverteilungen, ^{14}C -AMS-Altern, Isotopensignalen und dem Vergleich mit benachbarten Sedimentkernen auf den Einfluß bioturbater Prozesse auf das Sedimentationsgeschehen. Diesem Einfluß wird in der stratigraphischen Bearbeitung Rechnung getragen (Vogelsang, 1990), der in dieser Arbeit gefolgt wird. Ebenfalls kann es durch Eistransport zu einem Eintrag von Sediment-"unspezifischen" Foraminiferengehäusen kommen, die zu signifikanten Unterschieden zwischen den Einzelkurven führen können.

6. *Korrelation und Vergleich der Trendänderungen mit anderen Sedimentkernen*

Für den Bereich des Europäischen Nordmeeres bestehen mit Ausnahme von Cadmium (Keigwin & Boyle, 1989) und Barium (Lea & Boyle, 1989) keine weiteren publizierten Elementanalysen an Foraminiferengehäusen, die einen direkten Vergleich zu den hier durchgeführten Analysen ermöglichen können. Zudem ist eine Fehlerabschätzung der durchgeführten Analysen allein aus Literaturdaten nur eingeschränkt sinnvoll, da bestehende Datensätze ausschließlich aus meist wärmeren Meeresgebieten stammen und/oder an anderen Foraminiferenarten durchgeführt wurden, deren Absolutkonzentrationen aufgrund von nicht einschätzbaren Habitat- und Vitaleffekten nicht direkt vergleichbar zu den in dieser Arbeit untersuchten Arten sind. Aus diesem Grund fällt dem Vergleich der Spurenelementvariationen zwischen eng beieinanderliegenden Sedimentkernen aus vergleichbaren ozeanographischen Verhältnissen besondere Bedeutung zu. Auf die zeitlichen Übereinstimmungen der geochemischen Variationen wird in den Kapiteln IV-2 und IV-3 detailliert eingegangen.

4. **Frühdiaenetische Prozesse und Gehäuse-interne Verteilung der Haupt- und Spurenelemente**

4.1 **Der Einfluß der Karbonatlösung auf die Elementgehalte in Foraminiferengehäusen**

Die Kalzit-Lösung hängt von der Mineralogie und Gehäusegröße der Foraminiferenart ab. Organische Häutchen, intraskeletaler Porenraum, die Gegenwart Gehäuse-interner Sedimente bzw. anderer Verunreinigungen, Zementaggregate u.a. haben zusätzlich einen starken Einfluß auf Lösungsprozesse an biogenem Karbonat (Henrich & Wefer, 1986). Lisitzin (1972) postuliert, daß in Meeresbereichen oberhalb der "Carbonate Compensation Depth" die Karbonatlösung an der Sediment/Wasser-Grenzfläche im Gegensatz zur Lösung innerhalb der Wassersäule stärker ausgeprägt ist.

Inwieweit die gemessenen Haupt- und Spurenelementsignale innerhalb eines Sedimentkernes tatsächlich klimatisch bzw. ozeanographisch induzierte Schwankungen wiedergeben oder z.B. durch eine differentielle Karbonatlösung während Glazial- und Interglazialzeiten beeinflusst und verändert werden, ist eine wesentliche Grundvoraussetzung dafür, ob geochemische "Tracer" für paläo-ozeanographische und -klimatische Fragestellungen herangezogen werden können. Mit Hilfe dreier verschiedener Ansätze kann belegt werden, daß die Elementkonzentrationen in Foraminiferengehäusen nicht durch Lösungsprozesse beeinflusst werden:

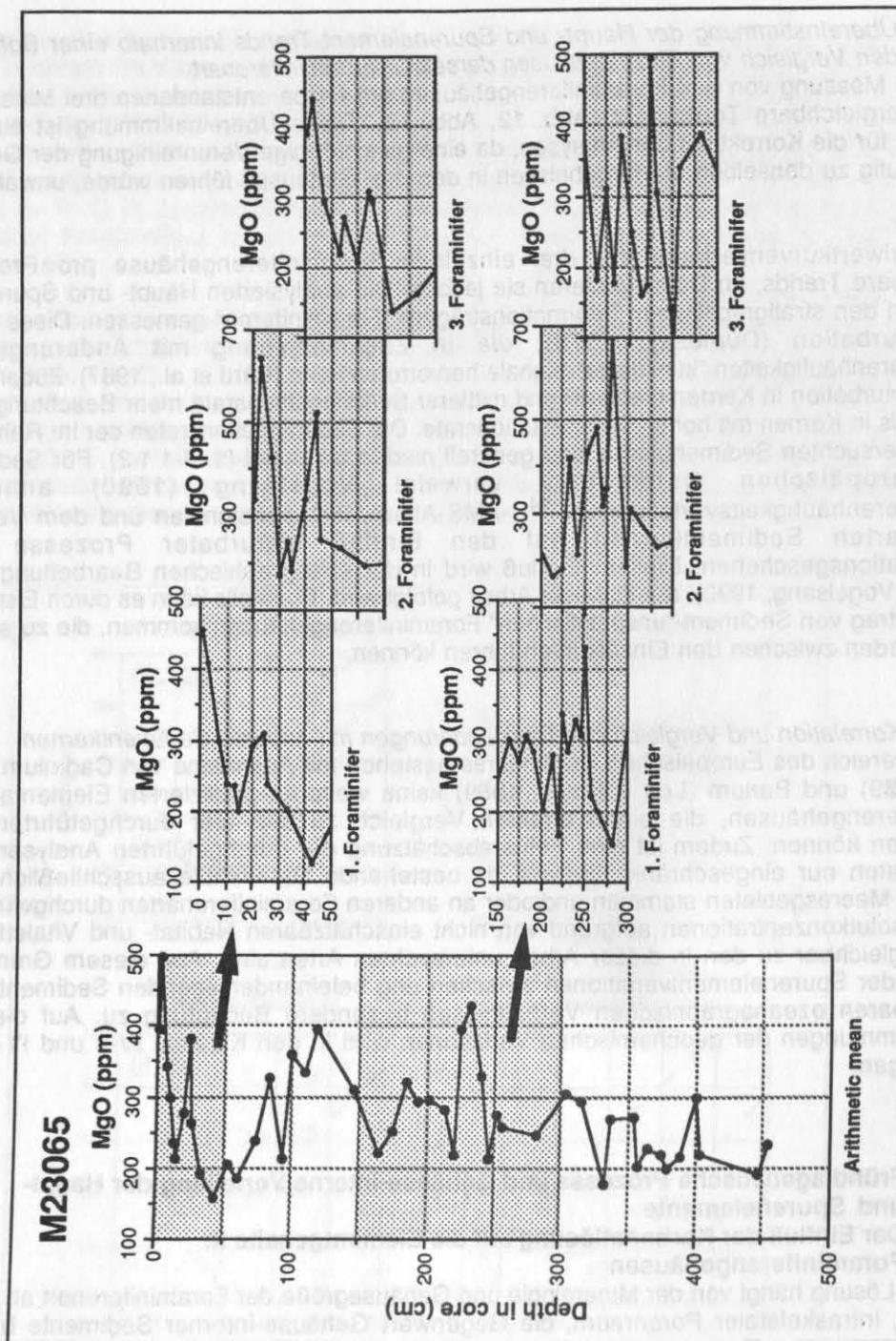


Abb. 12 Für Sedimentkern M23065 sind die Magnesium-Variationen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. bis in ca. 4.5 m Kerntiefe aufgetragen. Jeder geplottete Punkt stellt das arithmetische Mittel aus ca. 15 Einzelmessungen dar, die an jeweils drei Gehäusen pro Probe durchgeführt wurden. Für die unterlegten Kernabschnitte, die durch starke Konzentrationsänderungen charakterisiert sind, sind rechts neben der Kurve die Meßergebnisse der einzelnen Foraminiferen dargestellt. Die Meßpunkte sind aus jeweils 5-7 Einzelanalysen gemittelt. Obwohl die absoluten Konzentrationen von Magnesium zwischen den drei Foraminiferengehäusen variieren, zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung im Trend der Einzelkurven.

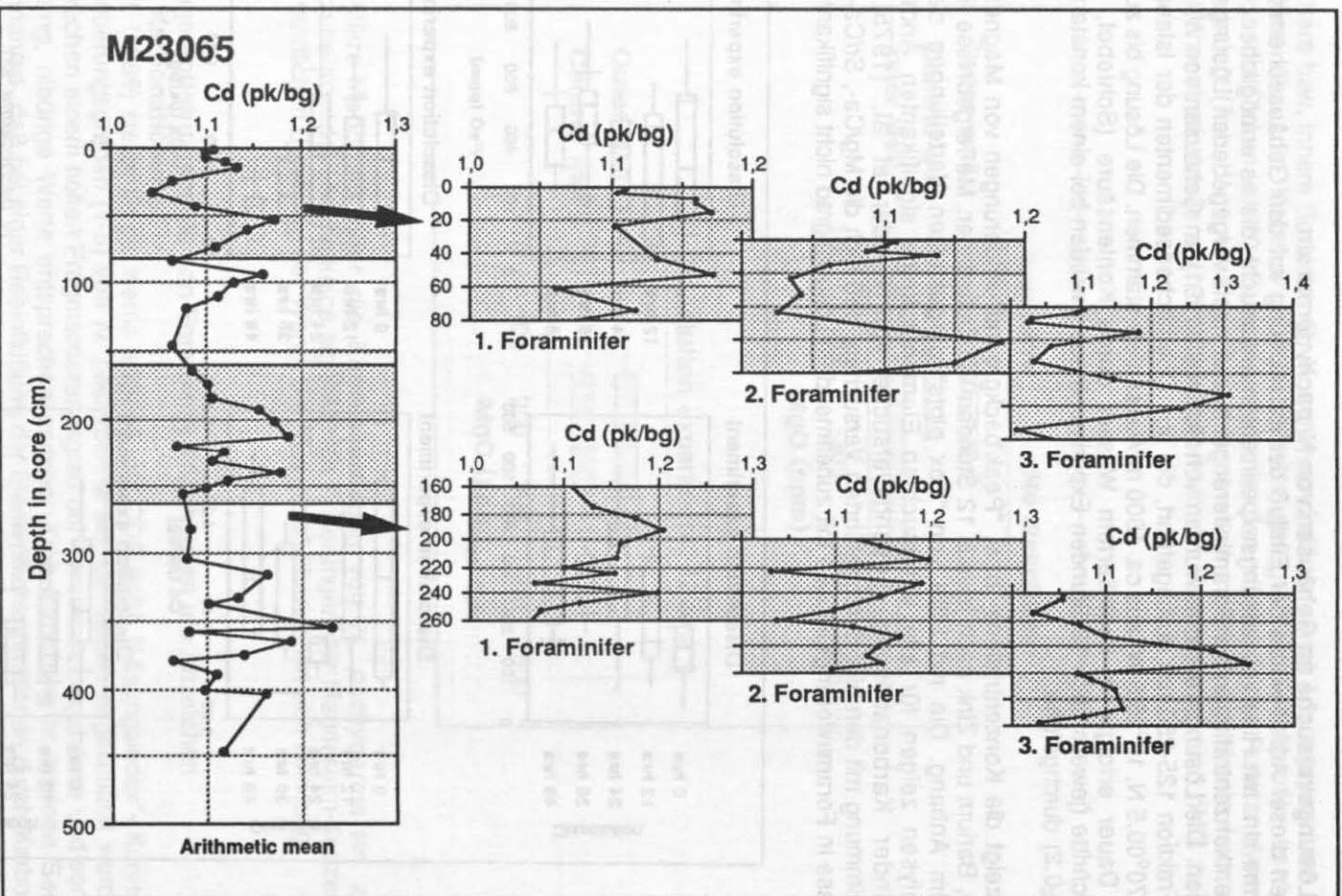


Abb. 13 Übereinstimmung der Cadmium-Kurvenverläufe in einzelnen Foraminiferengehäusen (Beschreibung s. Abb. 12).

4.1.1 Lösungsversuche an Gehäusen von *N. pachyderma* sin.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Einfluß der Kalzitlösung auf den Gehäusechemismus von *N. pachyderma* sin. mit Hilfe von Lösungsexperimenten untersucht, die es ermöglichen, Änderungen der Elementkonzentrationen an Foraminiferengehäusen nach vorgegebenen Lösungsschritten zu untersuchen. Die Lösungsversuche wurden von Schiebel (1991) an Gehäusen von *N. pachyderma* sin. der Fraktion 125-250 µm durchgeführt, die aus Oberflächensedimenten der Island See (GKG 23352-2; 70°00.5 N, 12°25.5 W) aus ca. 1800 m Wassertiefe stammen. Die Lösung bis zu maximal 48 Stunden Dauer erfolgte in destilliertem Wasser durch Kohlensäure (Schiebel, 1991). Vier Lösungsschritte (jeweils nach 12 Stunden Experimentdauer) wurden bei einem konstanten pH-Wert von 4.5 (± 0.2) durchgeführt.

Abb. 14 zeigt die Konzentrations- bzw. "Peak/background"-Änderungen von Magnesium, Eisen, Cadmium, Barium und Zink nach jeweils 12 Stunden Versuchsdauer. Meßergebnisse finden sich in Tab. III im Anhang. Die mit Hilfe von "Box plots" dargestellten Verteilungen der einzelnen Punktanalysen zeigen für alle untersuchten Elemente keine signifikanten Änderungen mit zunehmender Karbonatlösung. Lösungsversuche von Bender et al. (1975) zeigen in Übereinstimmung mit den hier durchgeführten Versuchen, daß sich die Mg/Ca-, Sr/Ca- und Na/Ca-Verhältnisse in Foraminiferengehäusen mit zunehmendem Lösungsgrad nicht signifikant ändern.

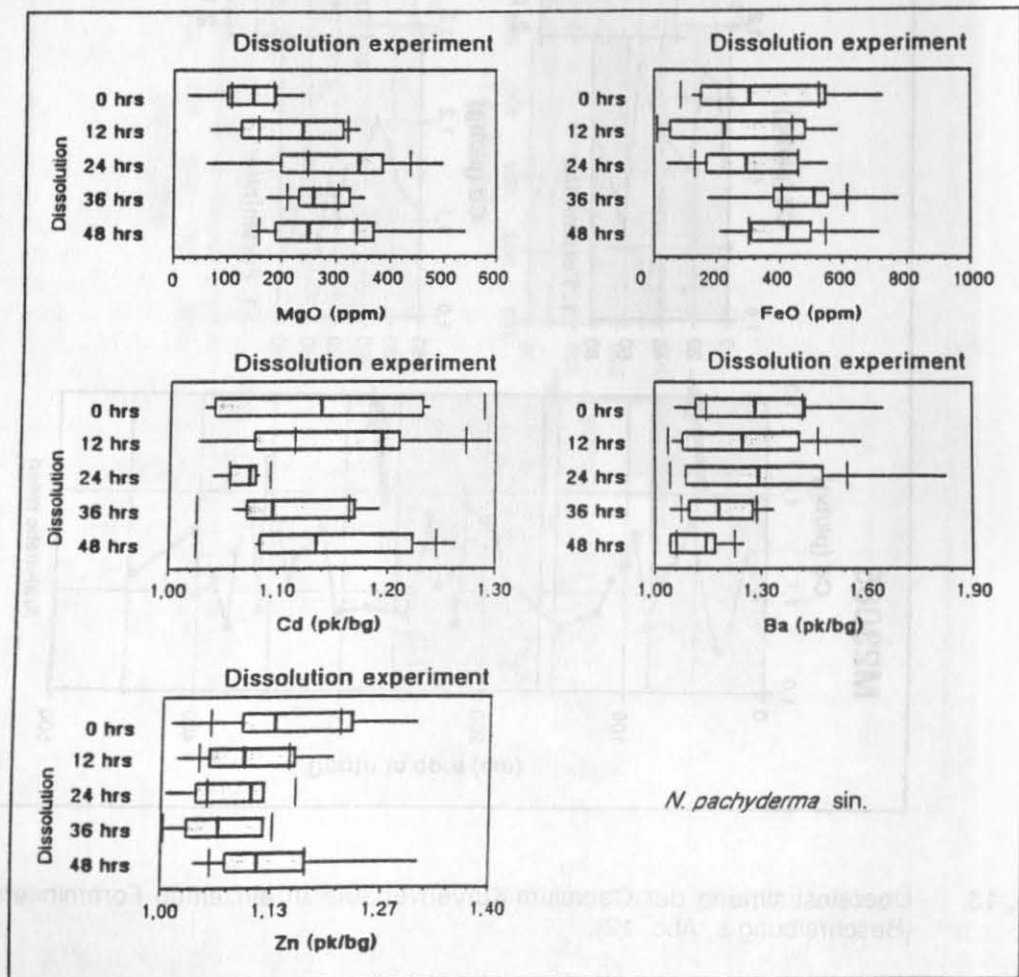


Abb. 14 Lösungsexperiment mit planktischen Foraminiferengehäusen in Lösungsschritten zu je 12 Stunden. Der Lösungsversuch wurde von Schiebel (1991) durchgeführt. Die "Box plots" lassen keine systematischen und signifikanten Änderungen der Konzentrationen für Magnesium, Eisen, Cadmium, Barium und Zink mit zunehmender Lösung erkennen, so daß eine Beeinflussung der Haupt- und Spurenelemente durch Karbonatlösung ausgeschlossen werden kann.

Inwieweit äußere bzw. innere Bereiche der Kammerwand stärker durch Lösungsprozesse beeinflusst werden, sollten über die Kammerwandquerschnitte gelegte Mikro-Meßprofile verdeutlichen. Kammerwände, die Dicken von 10-15 µm aufweisen, wurden mit jeweils drei Punktanalysen - außen, Mitte, innen - belegt (Tab. IV im Anhang). Systematische und statistisch signifikante Änderungen der Magnesium-Konzentrationen je nach Position innerhalb der Kammerwand sind nicht zu erkennen (Abb. 15).

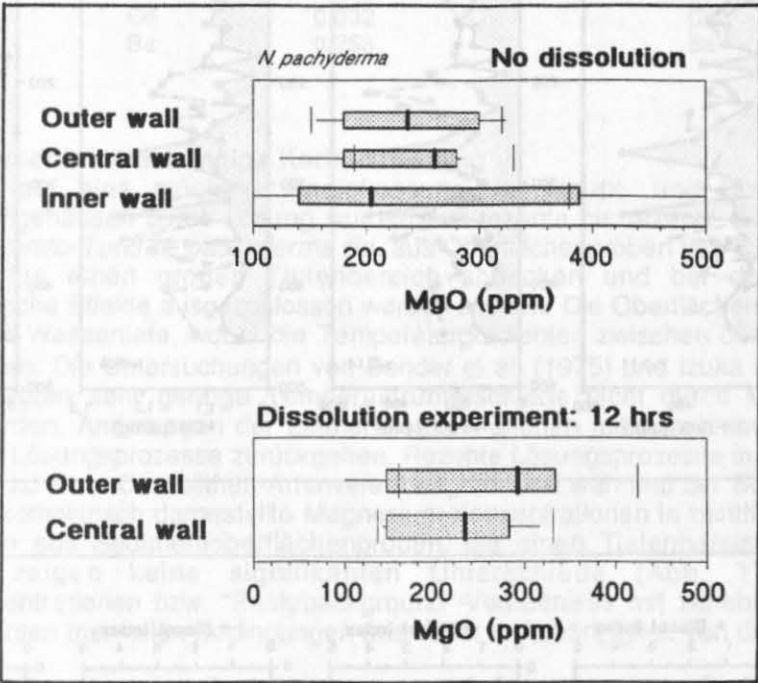


Abb. 15 Mikro-Meßprofile über die Kammerwandung von *N. pachyderma* sin. zeigen mit zunehmender Lösung keine signifikanten Änderungen der Magnesium-Konzentration in randlichen Bereichen der Wand. Die "Box plots" überlappen sich eindeutig.

4.1.2 Fragmentierungsgrade von Foraminiferengehäusen als Anzeichen für Karbonatlösung

Henrich et al. (1989) stellte für die Kerne M23065 und ODP 643A "Lösungsindex"- Kurven auf, die aus Fragmentierungsgraden (1-5) von *N. pachyderma* sin.-Gehäusen abgeschätzt wurden. Hohe Werte entsprechen einem hohen Fragmentierungsgrad der Foraminiferengehäuse und somit starker Karbonatlösung, niedrige Werte entsprechen geringer Karbonatlösung in marinen Sedimenten. Unter der Annahme, daß bei einer Beeinflußung der Elementkonzentrationen durch Karbonatlösung eine Korrelation zwischen dem Lösungsindex und der Elementkonzentration besteht (im Sinne hoher Lösungsindex - niedrige Elementkonzentration), wurden die Elementkonzentrationen von *N. pachyderma* sin. in den Kernen M23065 und ODP 643A gegen die Lösungsindizes aufgetragen (Abb. 16). Eine systematische Korrelation zwischen beiden Parametern ist nicht zu erkennen (Tab..5).

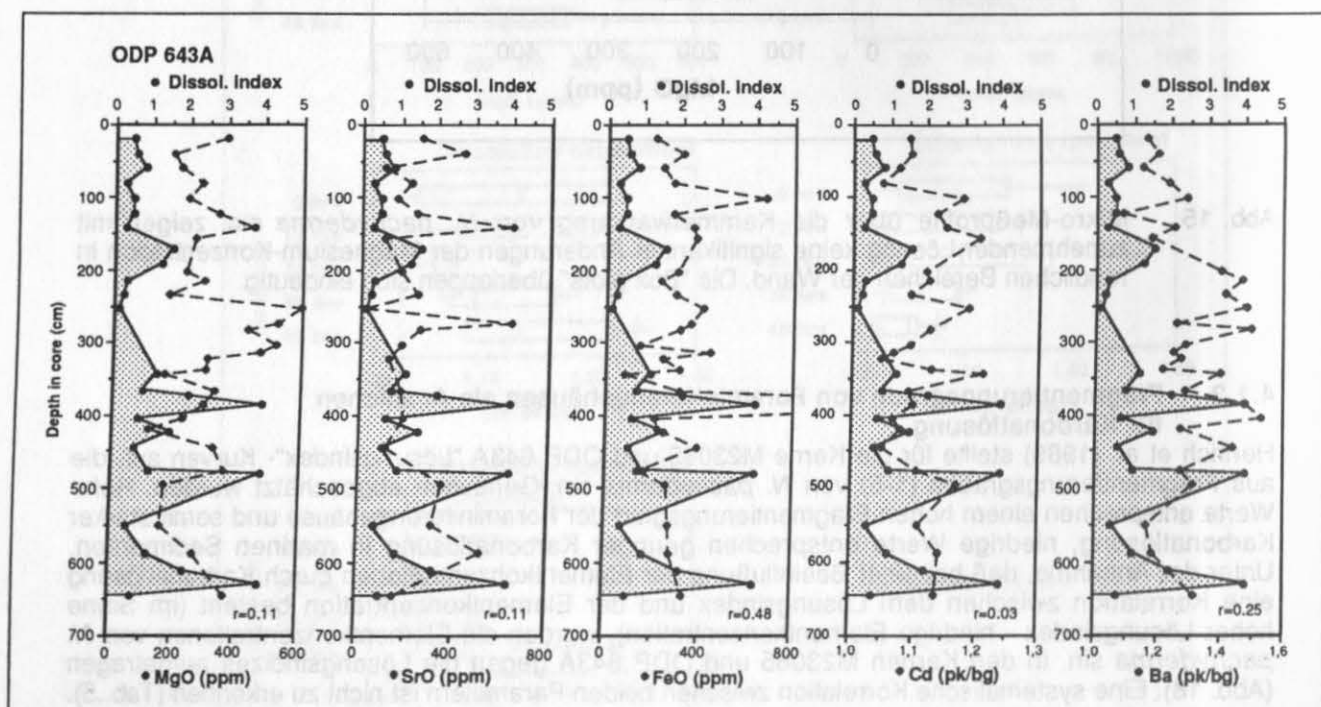
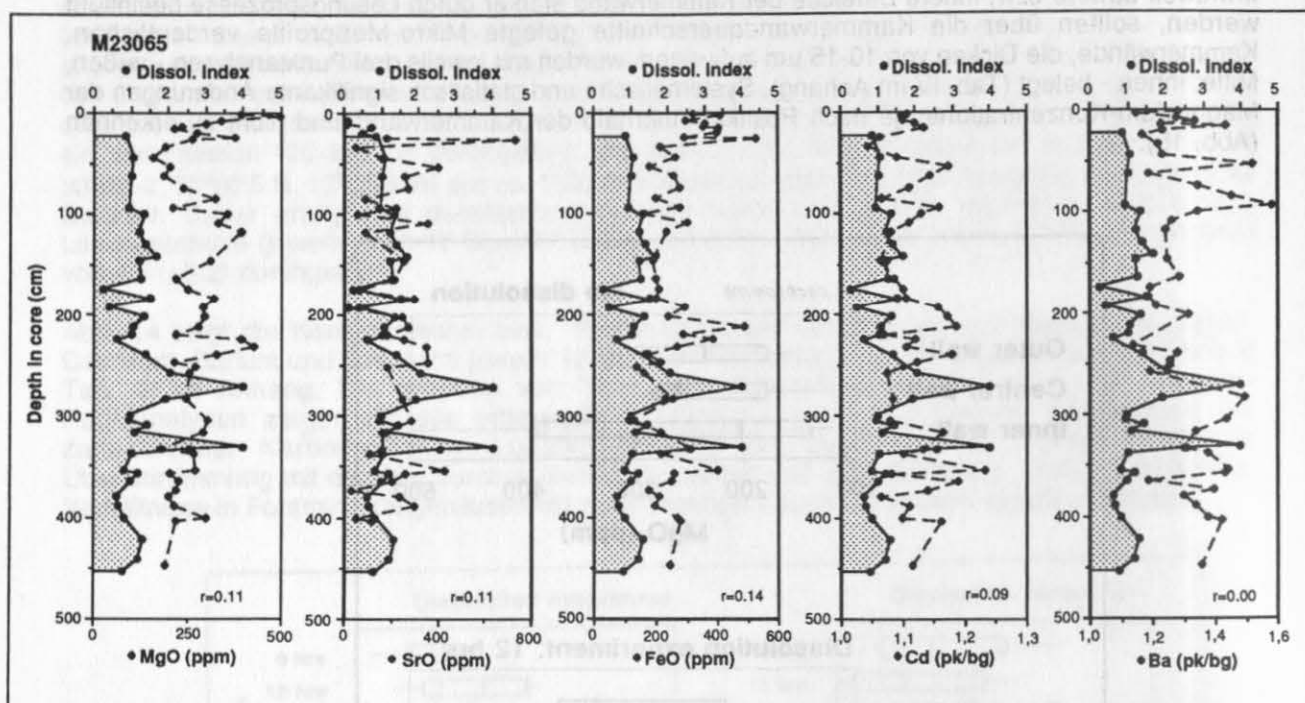


Abb. 16 Elementkonzentrationen von Magnesium, Strontium und Eisen und "Peak/background"-Verhältnisse von Cadmium, Barium und Zink in Relation zu Lösungsindizes von Henrich et al. (1989) für zwei Sedimentkerne aus der Norwegischen See (M23065 und ODP 643A). Eine Korrelation zwischen beiden Parametern ist nicht vorhanden, so daß eine Beeinflussung der chemischen Elemente durch Karbonatlösung nicht vorliegt. Mit Signatur unterlegte Kurve = Lösungsindex-Kurve; unterlegte Linie = Haupt- und Spurenelemente in *N. pachyderma* sin.

Tab. 5 Korrelation zwischen Lösungsindizes von Foraminiferen und deren Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse am Beispiel zweier Sedimentkerne aus dem Europäischen Nordmeer (R = Korrelationskoeffizient).

ODP 643A	Element	R	M23065	Element	R
	Ca	0.207		Ca	0.296
	Fe	0.468		Fe	0.138
	Mg	0.114		Mg	0.105
	Sr	0.105		Sr	0.110
	Cd	0.032		Cd	0.095
	Ba	0.253		Ba	0.000

4.1.3 Wassertiefen-abhängige Karbonatlösung

Im Hinblick auf eine mögliche Beeinflussung der Haupt- und Spurenelementgehalte in Foraminiferengehäusen durch Lösung wurden sub-rezente bis rezente Gehäuse von *Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi* und *N. pachyderma* sin. aus Oberflächenproben des Europäischen Nordmeeres untersucht, die einen großen Tiefenbereich abdecken und bei denen Temperatur- und biogeographische Effekte ausgeschlossen werden können. Die Oberflächenproben kommen aus ca. 200 - 3300 m Wassertiefe, wobei die Temperaturgradienten zwischen den Stationen maximal ca. 2.5°C betragen. Die Untersuchungen von Bender et al. (1975) und Izuka (1988) lassen vermuten, daß im Rezenten sehr geringe Temperaturunterschiede nicht durch Magnesium-Änderungen aufgelöst werden. Änderungen der Elementkonzentrationen mit zunehmender Wassertiefe sollten demnach auf Lösungsprozesse zurückgehen. Rezente Lösungsprozesse in der Wassersäule führen zum Beispiel zu einer Coccolithen-Artenverarmung vor und während der Sedimentation (pers. Mtgl. Schröder). Exemplarisch dargestellte Magnesium-Konzentrationen in benthischen und planktischen Foraminiferen aus Sedimentoberflächenproben, die einen Tiefenbereich von ca. 600-2400 m abdecken, zeigen keine signifikanten Unterschiede (Abb. 17). Änderungen der Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse mit zunehmender Wassertiefe bei relativ konstanten thermalen Bedingungen und damit in Abhängigkeit von der Karbonatlösung treten nicht auf.

Die Ergebnisse der drei dargestellten methodischen Ansätzen zeigen eine gute Übereinstimmung zu vorherigen Arbeiten (Wangersky & Joensuu, 1963; Lipps & Ribbe, 1967; Bender et al., 1975; Duckworth, 1977; Lorens et al., 1977; Cronblad & Malmgren, 1981; Boyle, 1988) und widersprechen den Untersuchungen von Emiliani (1955) und Krinsley (1960), die keine eindeutigen Aussagen zur Beeinflussung der Elementkonzentrationen durch Karbonatlösung treffen konnten. Laut Bathurst (1975) und Yusuf (1980) ist bei kalzitischem Skelettmaterial im Gegensatz zu aragonitischen Skeletten mit einer Konservierung der primären Strontium- und Magnesium-Gehalte zu rechnen, da Kalzit weniger anfällig für fröhdiagenetische Lösung ist.

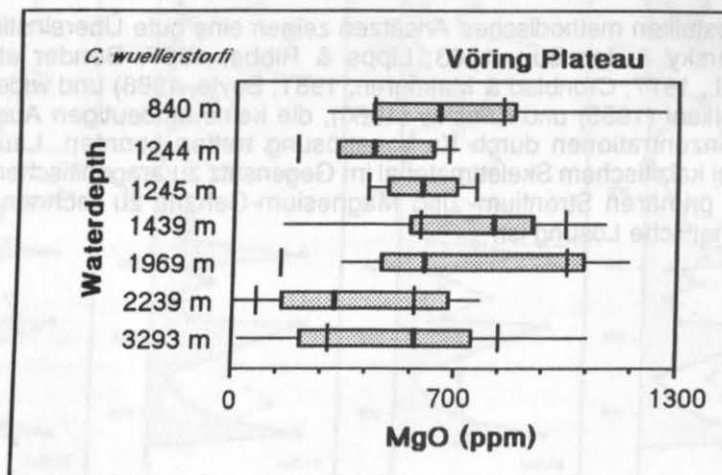
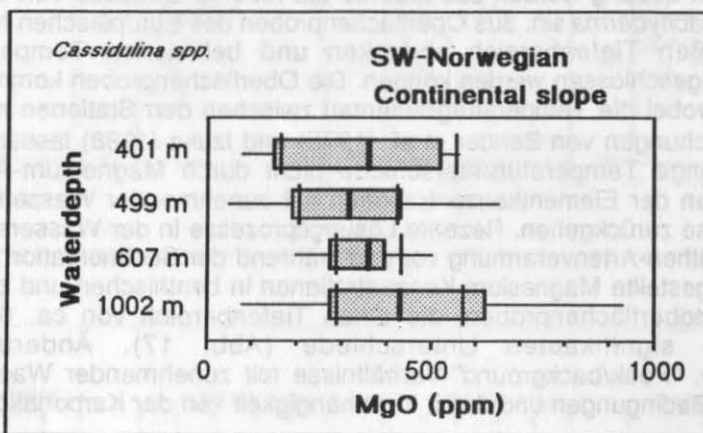
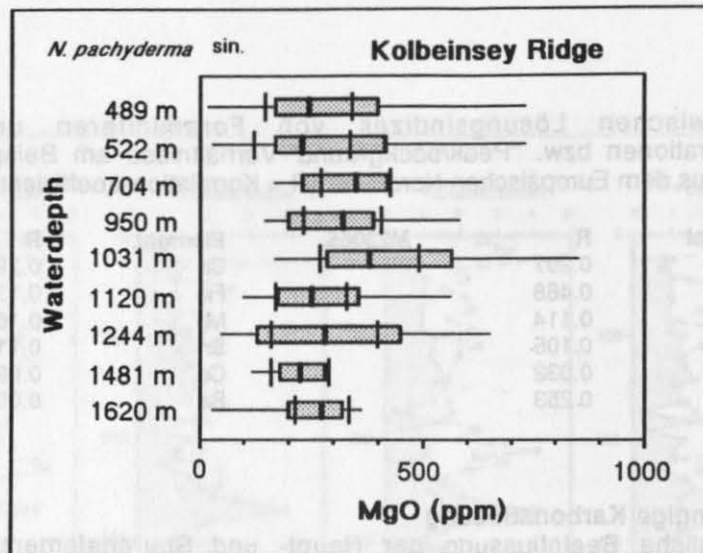


Abb. 17 Magnesium-Konzentrationen benthischer (*C. wuellerstorfi*, *Cassidulina* spp.) und planktischer Foraminiferengehäuse (*N. pachyderma* sin.) aus verschiedenen Bereichen des Europäischen Nordmeeres: (a) Kolbeinsey Rücken, (b) Vöring Plateau und (c) SW-norwegischer Kontinentalhang. Die in Form von "Box plots" dargestellten Elementverteilungen lassen keine signifikanten Änderungen der Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse mit zunehmender Wassertiefe und demnach zunehmender Karbonatlösung erkennen. Eine Beeinflussung der Magnesium-Konzentrationen durch Temperatureffekte wird aufgrund des geringen Temperaturgradienten ausgeschlossen.

III. Ergebnisse

1. Gehäuse-interne Verteilung von Haupt- und Spurenelementen

Die Kalzium-Position im Kalzitgitter kann durch verschiedene divalente Kationen substituiert werden. Kalzium-Isotypen sind Kalzium, Cadmium, Mangan, Eisen, Kobalt, Zink, Magnesium und Nickel, wobei oftmals die Stärke der Metall-Sauerstoff Bindungen nahezu linear zum Ionenradius korreliert sind (Tucker & Wright, 1990). Neben der Ionengröße kann auch die Elektronenkonfiguration Einfluß haben. Spurenbestandteile können zudem zwischen Gitterebenen bzw. adsorbiert an Gitterebenen, als Platzhalter in Gitterdefekten, als feste oder liquide Einschlüsse oder eingebaut zwischen einzelnen Kristallflächen auftreten. Hier kommen vor allem Barium, Strontium, Natrium, und Kalium in Betracht. Bei einer reinen Kalzium-Substitution durch ein "Gastkation" kann die Konzentration des Kations aufgrund seines Verteilungskoeffizienten berechnet werden (Tucker & Wright, 1990). Für biogen ausgefälltes Karbonat ist dies nur eingeschränkt möglich, da der Kalzit nicht direkt aus dem umgebenden Wasser, sondern aus der Körperflüssigkeit abgeschieden wird. Planktische Foraminiferen und Coccolithophoriden zeigen z.B. Magnesium-Konzentrationen im 100 ppm-Bereich. Berechnete Magnesium-Konzentrationen in Kalzit, der aus Meerwasser ausgefällt wurde, liegen dagegen im 10.000 ppm-Bereich. Strontium verhält sich ähnlich und zeigt wesentlich niedrigere Konzentrationen in aragonitischen Mollusken als geochemische Berechnungen vorhersagen (Tucker & Wright, 1990).

Die Aufnahme und die Abgabe von Haupt- und Spurenelementen in kalzitisches Schalenmaterial kann durch unterschiedliche Prozesse gesteuert sein. Chave (1954) erkannte aus der rezenten Verteilung mariner Magnesium-kalzitischer Organismenskelette die Beziehung zwischen $MgCO_3$ -Konzentrationen und Breitengraden und demnach die Korrelation zwischen Magnesium-Substitution und Temperatur. Nach Lorens et al. (1977) kann die Konzentration bestimmter Elemente vom jeweiligen Gehalt eines Elementes in der wässrigen Lösung, in der das betreffende Lebewesen lebt, abhängig sein. Boyle (1981) zeigt, daß sich die Cadmium-Konzentrationen in Foraminiferengehäusen direkt proportional zum Cadmium-Gehalt des umgebenden Wassers verhalten. Aus noch unbekannten physiologischen und physiochemischen Gründen kann es auch zu einer bevorzugten, außergewöhnlich hohen Konzentration bestimmter Elemente im Schalenmaterial ohne erkennbare Beziehung zu den Konzentrationen des umgebenden Wassers kommen (Lowenstamm, 1954). Aufgrund chemischer und physikalischer Ähnlichkeiten bzw. Übereinstimmungen können die vom Organismus physiologisch von vornherein verwendeten chemischen Elemente durch andere substituiert werden. Es wird angenommen, daß diese Elemente, die im Kalzitgitter der Foraminiferengehäuse die Kalzium-Gitterplätze übernommen haben, am ehesten Änderungen der Umweltparameter widerspiegeln.

Die hochauflösende Meßanalytik der Elektronenmikrosonde läßt durch die Möglichkeit mehrfacher punktueller, chemischer Analysen in der Festsubstanz Aussagen über die Verteilung von Kalzium-Substituenten im Kalzitgitter von Foraminiferengehäusen zu. Dabei wird deutlich, daß die Konzentrationen der untersuchten Elemente innerhalb weniger Mikrometer großer Bereiche relativ großen Schwankungen unterworfen sein können und daß bestimmte Elemente in einigen Bereichen des kalzitischen Materials nicht vorhanden sind (s. Tab. VII-IX im Anhang).

Zur Abschätzung der Skelett-internen Verteilung der Haupt- und Spurenelemente wurden die vorgenommenen Punktanalysen an benthischen und planktischen Foraminiferengehäusen statistisch ausgewertet. Dabei werden sogenannte "Trefferquoten", d.h. die prozentualen Anteile der einzelnen Elementsignale an den durchschnittlich 15 durchgeführten Punktanalysen pro Probe, miteinander verglichen (Abb. 18, Abb. 19). Kalzium als Hauptbestandteil der Grundmatrix ist bei jeder der fünfzehn Punktanalysen vertreten, so daß der prozentuale Anteil an den durchgeführten Messungen 100 % (15 Punktanalysen, 15 Kalzium-"Treffer") beträgt. Die Haupt- und Spurenelemente Magnesium, Eisen, Strontium, Cadmium, Barium und Zink treten wesentlich weniger oft auf. In planktischen Foraminiferen beträgt die "Trefferquote" für Magnesium ca. 94 % und für Eisen ca. 63 %. Cadmium, Barium und Zink zeigen vergleichbare Anteile von ca. 50-60 %. In benthischen Foraminiferen gibt es keine grundsätzlichen Unterschiede. Magnesium ist mit ca. 97 %, Eisen mit ca. 60 % und Cadmium, Barium und Zink mit ca. 50 % repräsentiert. Strontium wurde in benthischen Foraminiferengehäusen nicht registriert, in planktischen Gehäusen liegen die Anteile bei ca. 13 % (Tab. 6, Tab. 7). Insgesamt wurden ca. 300 Proben für die Auswertung einbezogen.

Tab. 6

Häufigkeit der registrierten Elementsignale an der Gesamtanalysenzahl pro Probe für planktische Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) sowie statistische Kenngrößen.

	Mg	Fe	Sr	Cd	Ba	Zn
Probengröße	285.0	293.0	128.0	280.0	272.0	204.0
Mittelwert (%)	94.2	63.5	13.0	47.9	46.9	52.4
Varianz	61.5	263.2	66.7	190.4	200.5	179.6
Standardabw.	7.8	16.2	8.2	13.8	14.2	13.4
Minimum (%)	60.0	20.0	5.3	0.0	11.1	15.4
Maximum (%)	100.0	100.0	50.0	81.8	100.0	94.4

Tab. 7

Häufigkeit der registrierten Elementsignale an der Gesamtanalysenzahl pro Probe für benthische Foraminiferen sowie statistische Kenngrößen.

	Mg	Fe	Sr	Cd	Ba	Zn
Probengröße	117.0	123.0	0.0	120.0	116.0	92.0
Mittelwert (%)	96.8	59.9	0.0	46.6	46.3	53.1
Varianz	33.8	291.1	0.0	236.8	205.4	122.9
Standardabw.	5.8	17.1	0.0	15.4	14.3	11.1
Minimum (%)	70.0	20.0	0.0	10.0	11.1	20.0
Maximum (%)	100.0	100.0	0.0	80.0	100.0	75.0

Bei einer hundertprozentigen "Trefferquote" von einer homogenen Verteilung eines Elementes innerhalb der kalzitischen Matrix ausgehend, kann für Magnesium eine relativ homogene Verteilung innerhalb des Kalzitgitters postuliert werden. Die weitaus geringere "Trefferquote" bei Eisen, Cadmium, Barium, Zink und Strontium läßt bei diesen Elementen eine inhomogene Verteilung vermuten. Die Ähnlichkeit von Cadmium, Barium und Zink als Kalzium-Substituenten läßt sich nicht durch eine Übereinstimmung der Ionenradii erklären. Kationenradii variieren von 0.74 Å (Zn) über 0.95 Å (Cd) zu 1.47 Å (Ba). Die Steuerung beim Einbau dieser Elemente scheint vielmehr durch ökologische Mechanismen bestimmt zu werden. Übereinstimmungen im geochemischen Verhalten dieser Elemente im Weltozean stützen diese Hypothese (Boyle et al., 1976; Boyle, 1981; Lea & Boyle, 1989; Lea & Boyle, 1990) (s. I-3).

2. Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus rezenter benthischer und planktischer Foraminiferen aus Sedimentoberflächenproben

Gehäuse benthischer und planktischer Foraminiferen aus Sedimentoberflächenproben wurden untersucht, um eine potentielle Beziehung zwischen dem Chemismus sub-rezenter bis rezenter Foraminiferengehäuse und heutigen ozeanographischen Parametern (Temperatur, Nährstoffgehalte) sowie hydrothermalen Prozessen aufzuzeigen. Dazu wurden aus verschiedenen Meeresgebieten (Norwegische See, Grönländische See und Isländische See) Sedimentoberflächen beprobt, die ein großes Wassertiefenintervall abdecken. Sedimentoberflächenproben aus dem Südatlantik, der durch wesentlich ausgeprägtere Temperatur-Gradienten gekennzeichnet ist, wurden zu Vergleichszwecken herangezogen.

2.1 Magnesium in Foraminiferengehäusen Isländische See

Abb. 20 und Tab. 8 zeigen die Magnesium-Konzentrationen planktischer (*N. pachyderma* sin.) und benthischer Foraminiferengehäuse (*Cassidulina* spp.) für Probenstationen vom Kolbeinsey Rücken, einem vulkanisch aktiven Teil des mittelozeanischen Rückensystems zwischen Island und Jan Mayen. Unterhalb von ca. 400 m Wassertiefe sind die Temperaturänderungen mit zunehmender Wassertiefe sehr gering (Tab. 8). Die Magnesium-Gehalte der benthischen Foraminiferen bleiben geringer als 500 ppm und zeigen keine eindeutige Korrelation zu Wassertemperaturen bzw. -tiefen (Abb. 20). In planktischen Foraminiferengehäusen liegen die Magnesium-Konzentrationen im Allgemeinen niedriger als die der benthischen Foraminiferengehäuse. Die Schwankungsbreite der Magnesium-Werte in *N. pachyderma* sin. variiert um ca. 100 ppm, die der benthischen dagegen um ca. 300 ppm.

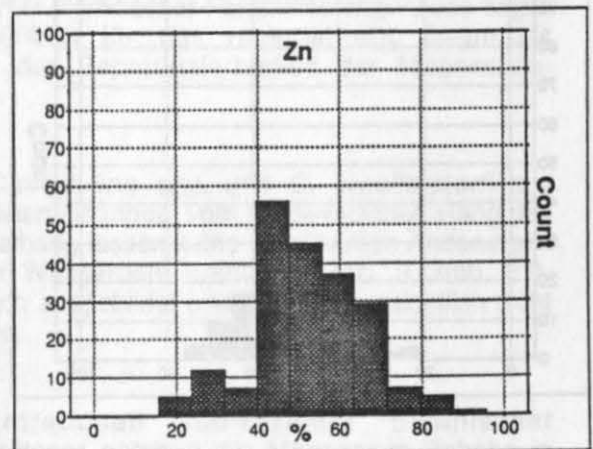
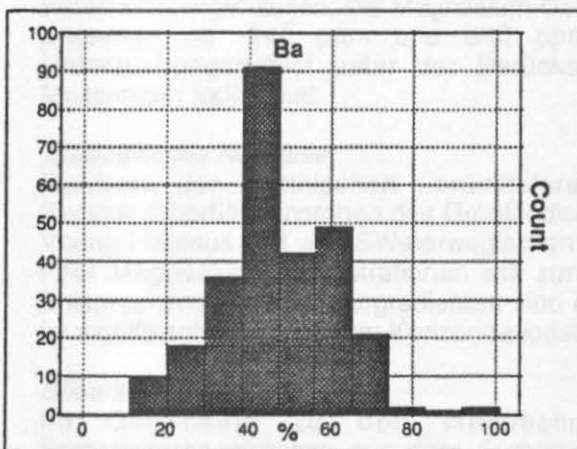
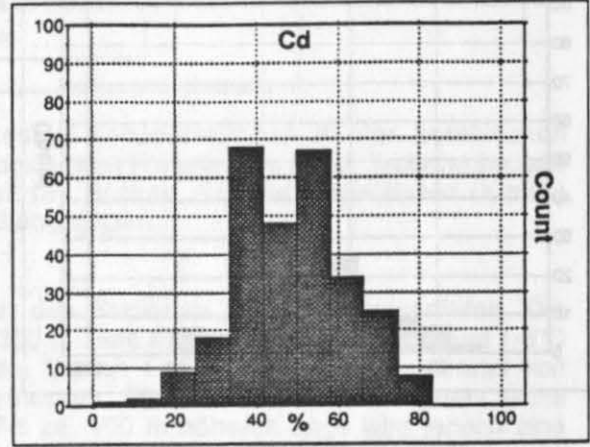
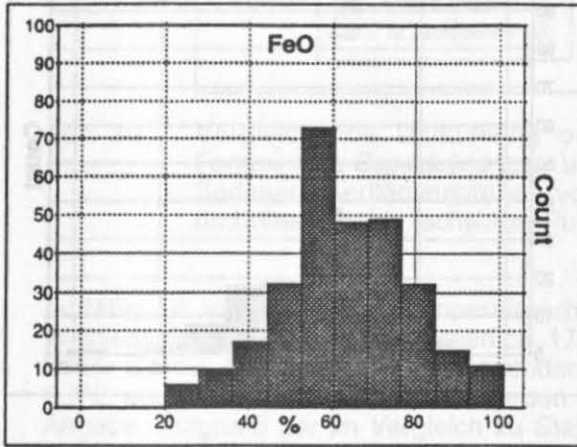
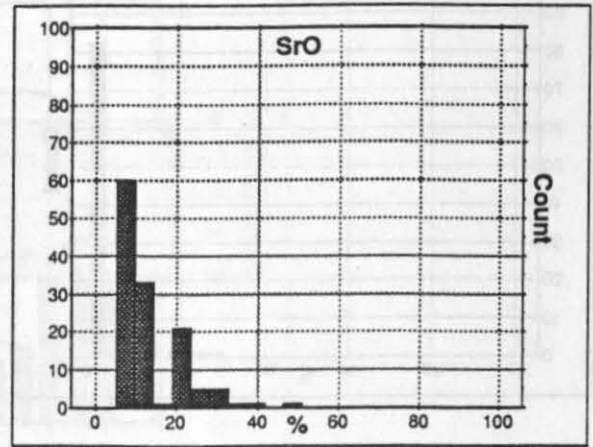
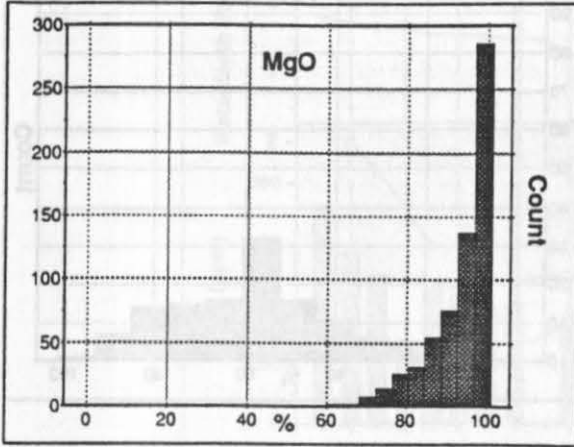


Abb. 18 Prozentuale Häufigkeit einzelner Elementsignale an der pro Probe durchgeführten Gesamtanalysenzahl (planktische Foraminiferen). Aufgetragen ist die "Trefferquote" (%) z.B. von Magnesium gegen die auftretende Häufigkeit dieser "Trefferquote" (Count).

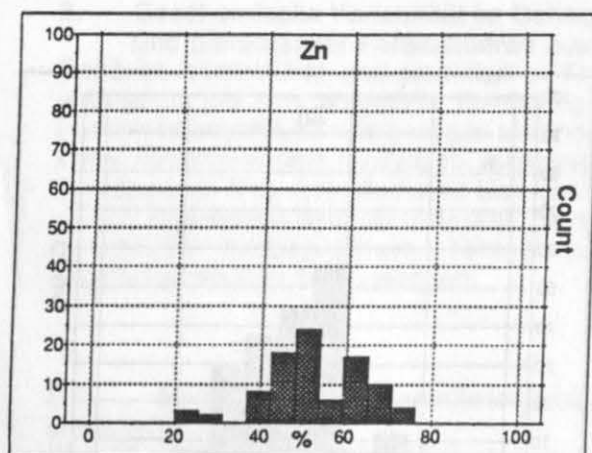
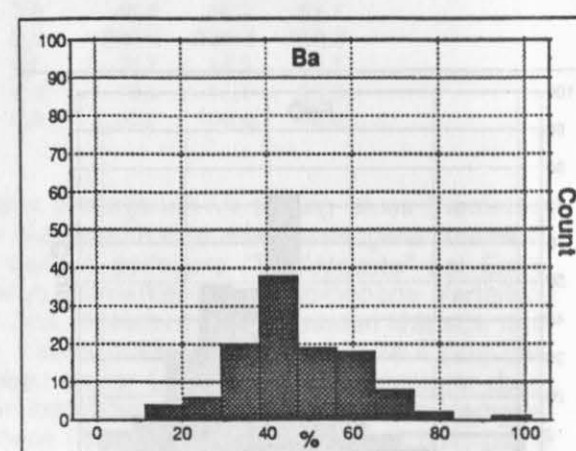
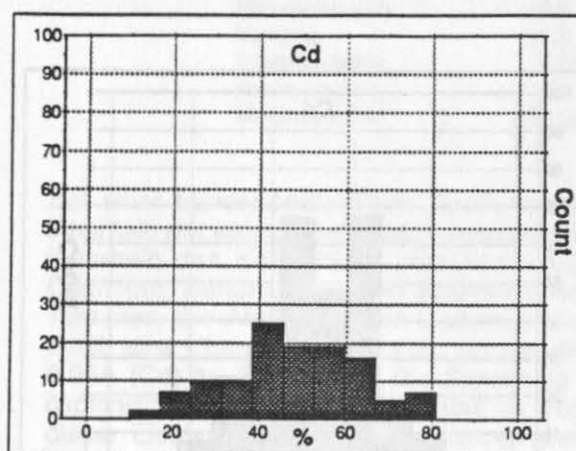
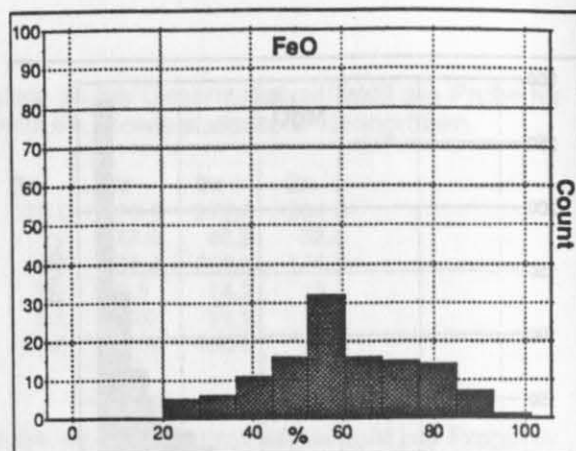
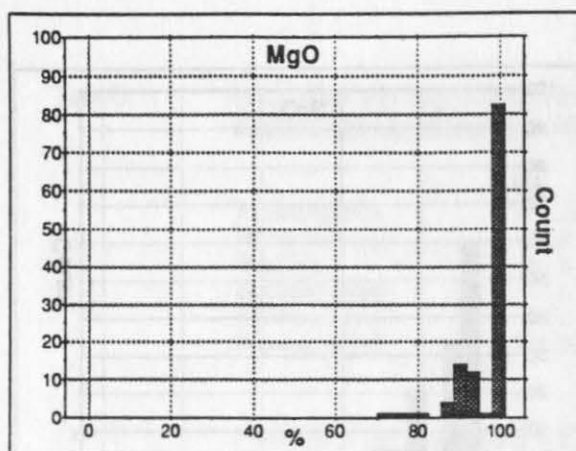


Abb. 19 Prozentuale Häufigkeit einzelner Elementsignale an der pro Probe durchgeführten Gesamtanalysenzahl (benthische Foraminiferen). Aufgetragen ist die "Trefferquote" (%) z.B. von Magnesium gegen die auftretende Häufigkeit dieser "Trefferquote" (Count).

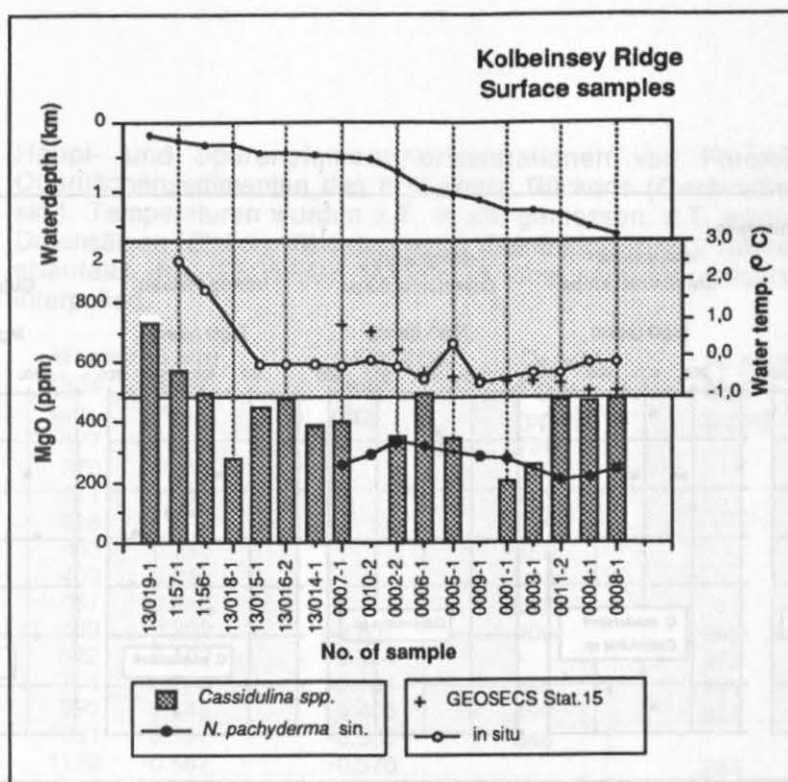


Abb. 20 Vergleichende Darstellung der Magnesium-Konzentrationen in der benthischen Foraminifere *Cassidulina* spp. und der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. aus Sedimentoberflächenproben vom Kolbeinsey Rücken. Wassertemperaturen (Kreise) und Wassertiefen (schwarze Punkte) sind angegeben.

Auffällig ist eine deutliche Temperaturerhöhung an den Stationen geringer Wassertiefen. Die Wassertemperaturen dieser zwischen ca. 170 m und 300 m Tiefe liegenden Stationen sind um 1-3°C höher als die in größeren Tiefen liegenden Stationen. Station 1156-1 zeigt eine Temperatur von 1.7°C und an der Station 1157-1 wurden 2.5°C gemessen. Für Station 13/019-1 besteht keine Angabe. Aufgrund der im Vergleich zu Station 1157-1 ca. 100 m höheren Lage wird jedoch eine entsprechend höhere Temperatur postuliert. Die Magnesium-Konzentrationen in *Cassidulina* spp. an den drei beschriebenen Stationen zeigen die höchsten Werte von bis zu 730 ppm und korrelieren mit sukzessive ansteigenden Temperaturwerten. Diese Beziehung unterstützt die Annahme einer temperaturgesteuerten Kalzium-Substitution durch Magnesium in benthischen Foraminiferengehäusen. Die Magnesium-Gehalte rezenter planktischer Foraminiferengehäuse liegen zwischen ca. 240 ppm und 340 ppm und bleiben für das regional eng begrenzte Untersuchungsgebiet unter der Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Magnesium-Messungen indifferent.

Europäisches Nordmeer

Gehäuse der benthischen Foraminiferenarten *Cassidulina* spp. und *C. wuellerstorfi* aus Sedimentoberflächenproben des Grönländischen Kontinentalhanges, vom nordwestlichen Hang des Vöring Plateaus und vom SW-norwegischen Kontinentalhang lassen keine signifikanten Änderungen ihrer Magnesium-Konzentrationen mit zunehmender Wassertiefe erkennen (Tab. 9, Abb. 21). Entsprechende Temperaturgradienten sind nur schwach ausgebildet und führen offensichtlich nicht zu signifikanten Magnesium-Konzentrationsänderungen.

Südatlantik

Im Gegensatz zu den Magnesium-Konzentrationen sub-rezenter benthischer Foraminiferengehäusen aus dem Europäischen Nordmeer nehmen die Magnesium-Gehalte in Gehäusen der benthischen Art *Hoeglundina elegans* vom SW-afrikanischen Kontinentalhang (Guinea Becken) mit zunehmender Wassertiefe bei einem wesentlich ausgeprägteren Temperaturgradienten eindeutig ab. Die stärkste Abnahme der Magnesiumgehalte erfolgt zwischen 12.4 °C in 253 m Wassertiefe und 5 °C in 831 m Wassertiefe ab (Abb. 21, Tab. 10).

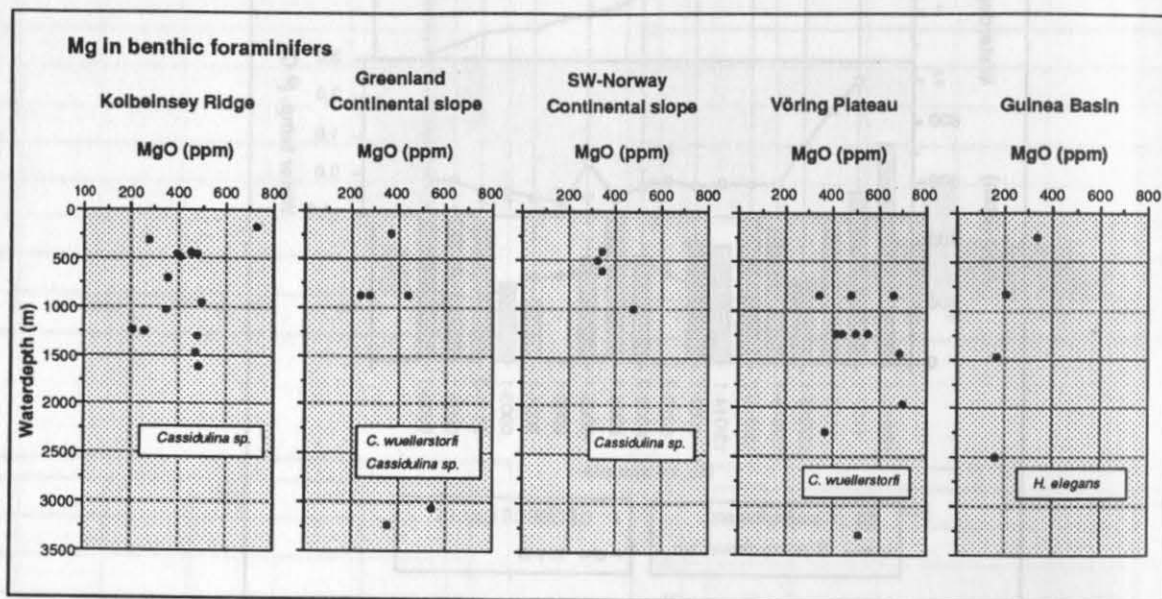


Abb. 21 Magnesium-Konzentrationen benthischer Foraminiferengehäuse (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) aus Sedimentoberflächenproben unterschiedlicher Meeresgebiete in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Die Daten stammen überwiegend aus dem Europäischen Nordmeer. *Hoeglundina elegans* kommt aus Oberflächensedimenten des Guinea Beckens (Südatlantik).

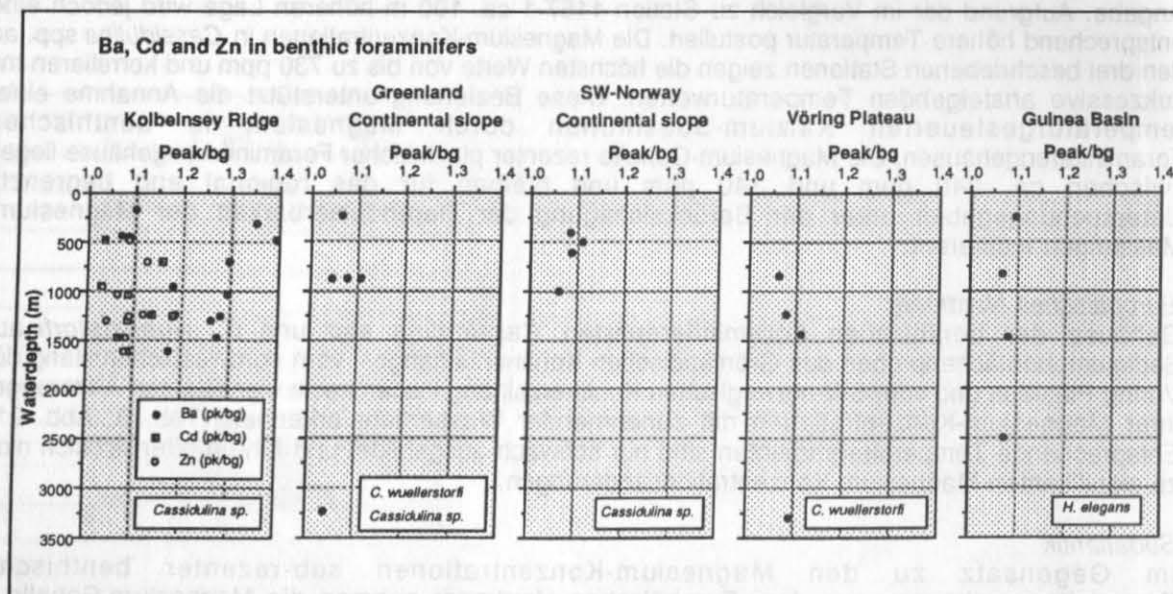


Abb. 22 Cadmium-, Barium-, und Zink-"Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferengehäusen (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) aus Sedimentoberflächenproben der Grönländischen See, der Norwegischen See, der Isländischen See, und des Südatlantiks in Abhängigkeit von der Wassertiefe.

Tab. 8 Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von Foraminiferengehäusen aus Oberflächensedimenten des Kolbeinsey Rückens (*Cassidulina* spp., *N. pachyderma* sin.). Temperaturen wurden z.T. *in situ* gemessen, z.T. wurden sie den GEOSECS-Datensätzen (Station 15) entnommen (Bainbridge, 1981). Nährstoffgehalte entstammen ebenfalls der GEOSECS-Station 15 und sind für entsprechende Wassertiefen interpoliert.

Stations-Nr.	Wasser-tiefe (m)	In situ Temp. (°C)	GEOSECS Temp. (°C)	<i>Cassid.</i> MgO (ppm)	<i>N. pach.</i> MgO (ppm)
0019-1	177			730	
1157-1	270	2.510		577	
1156-1	311	1.740		497	
0018-1	318			279	
0015-2	443	-0.210		450	
0016-2	450	-0.210		480	
0014-1	461	-0.210		392	
0007-1	489	-0.232	0.807	406	262
0010-2	522	-0.102	0.664		297
0002-2	704	-0.223	0.194	355	341
0006-1	950	-0.548	-0.400	496	321
0005-1	1031	0.351	-0.500	346	
0009-1	1120	-0.687	-0.570		284
0001-1	1244	-0.650		205	283
0003-1	1250	-0.420	-0.650	260	
0011-1	1307	-0.391	-0.690	475	213
0004-1	1481	-0.155	-0.875	469	218
0008-1	1620	-0.164	-0.900	481	247

Stations-Nr.	Wasser-tiefe (m)	GEOSECS PO ₄ (µmol/kg)	GEOSECS SiO ₃ (µmol/kg)	<i>Cassid.</i> Ba (pk/bg)	<i>Cassid.</i> Cd (pk/bg)	<i>Cassid.</i> Zn (pk/bg)
0019-1	177	0.80	6.6	1.1015		
1157-1	270	0.81	6.5			
1156-1	311	0.81	6.4			
0018-1	318	0.82	6.3	1.3506		
0015-2	443	0.82	6.3	1.9719		
0016-2	450	0.82	6.3	1.0914		
0014-1	461	0.82	6.3	1.0826		
0007-1	489	0.82	6.3	1.3947	1.0370	1.0856
0002-2	704	0.84	7.1	1.2953	1.1588	1.1258
0006-1	950	0.87	7.9	1.1818	1.0283	1.0329
0005-1	1031	0.88	8.3	1.2938	1.0861	1.0640
0001-1	1244	0.91	9.5	1.1875	1.1397	1.1199
0003-1	1250	0.91	9.5	1.2801	1.1791	1.0889
0011-1	1307	0.92	9.7	1.2598	1.0864	1.0414
0004-1	1481	0.94	11.0	1.2750	1.0681	1.0844
0008-1	1620	0.94	11.1	1.1755	1.0876	1.0815

Tab. 9 Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von *C. wuellerstorfi* (Wue) und *Cassidulina* spp. (Cass.) vom grönländischen Kontinentalhang. Temperaturen aus Dietrich (1969). Nährstoffgehalte stammen von der GEOSECS-Station 16 (Bainbridge, 1981).

Stations-Nr.	Wassertiefe (m)	Temp. (°C)	SiO ₃ (µmol/kg)	MgO (ppm)	Ba (pk/bg)	Foram.
13-131-1	236	<0	6.0	370	1.066	Cass.
13-125-2	877	<0	8.2	280	1.076	Cass.
13-125-2	877	<0	8.2	440	1.045	Wue.
13-125-2	877	<0	8.2	239	1.105	Wue.
13-124-1	3062	<0	>10.0	545		Wue.
13-132-1	3227	<0	>10.0	358	1.039	Wue.

Tab. 10 Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen vom Vöring Plateau (*C. wuellerstorfi*) und entlang eines Profils am SW-lichen norwegischen Kontinentalhang (*Cassidulina* spp.). Temperaturangaben vom SW-lichen norwegischen Kontinentalhang aus Mackensen (1985) und vom Vöring Plateau aus Mosby (1959) und Koltermann (1987). Nährstoffgehalte entstammen der GEOSECS-Station 19 (Bainbridge, 1981) und sind für entsprechende Wassertiefen interpoliert.

<i>SW-licher norwegischer Kontinentalhang</i>					
Stations-Nr.	Wassertiefe (m)	Temp. (°C)	SiO ₃ (µmol/kg)	MgO (ppm)	Ba (pk/bg)
16149	401	8.03	5.8	341	1.084
16148	499	7.07	6.0	322	1.111
16147	607	-0.42	6.2	343	1.088
16143	1002	-0.96	8.6	477	1.061

<i>Vöring Plateau</i>					
Stations-Nr.	Wassertiefe (m)	Temp. (°C)	SiO ₃ (µmol/kg)	MgO (ppm)	Ba (pk/bg)
23008-1	840	< 6.00	7.3	656	1.062
23008-1 Wdh.	840		7.3	339	
23008-1 Wdh.	840		7.3	479	
23004-4	1244		10.0	440	1.077
23004-4	1244		10.0	499	
23038-1	1245		10.0	550	
23024-3	1439		10.8	683	1.111
23002-2	1969		12.1	698	
23062-2	2239		12.6	365	
23042-2	3293	<-0.40	14.2	509	1.090

Tab. 11 Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von *Hoeglundina elegans*. Temperaturangaben nach Lutze et al. (1988). Nährstoffangaben aus GEOSECS-Stationen 108 (SiO₃) und 109 (Alkalinität) (Bainbridge, 1981).

Stations-Nr.	Wassertiefe (m)	Temperatur in situ (°C)	SiO ₃ (µmol/kg)	Alkal. (µequiv/kg)	MgO (ppm)	Ba (pk/bg)
16785	253	12.4	10.5	2325	333	1.093
16788	831	5.0	33.1	2305	208	1.067
16780	1483	3.9	25.6	2320	165	1.080
16778	2496	2.9	34.8	2330	164	1.075

2.2 Barium, Cadmium und Zink in Foraminiferengehäusen

Abb. 22 zeigt die Barium-, Cadmium- und Zink-Gehalte in benthischen Foraminiferen aus Sediment-Oberflächenproben vom Kolbeinsey-Rücken, vom grönländischen Kontinentalhang, vom SW-norwegischen Kontinentalhang, vom Vöring Plateau und aus dem Guinea Becken. Die Variationen der Cadmium- und Zink-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen von *Cassidulina* spp. vom Kolbeinsey Rücken sind unter Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Cadmium- und Zink-Analysen nicht signifikant. Die Barium-"Peak/background"-Verhältnisse zeigen demgegenüber wesentlich stärkere, signifikante Variationen (Verhältnisse von 1.0 - 1.4) und weisen auf höhere Konzentrationsgradienten hin. Eine Beziehung zu den generell mit der Wassertiefe zunehmenden Nährstoffgehalte (GEOSECS Station 15) ist nicht zu beobachten (Tab. 8).

Die Barium-Konzentrationen benthischer Foraminiferen (*Cassidulina* spp. und *C. wuellerstorfi*) aus Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres (Grönländischer Kontinentalhang, Vöring Plateau, SW-norwegischer Kontinentalhang) zeigen nur unbedeutende Variationen (Abb. 22), die unter Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Barium-Messungen als nicht signifikant eingestuft werden müssen (Tab. 9, Tab. 10). Im Guinea Becken sind ebenfalls keine signifikanten Änderungen der Barium-"Peak/background"-Verhältnisse von *H. elegans* mit der Tiefe zu erkennen (Abb. 22). Die Schwankungen der "Peak/background"-Verhältnisse sind in den angesprochenen Gebieten wesentlich schwächer ausgebildet als am Kolbeinsey Rücken. Eine Beziehung zu Nährstoffgehalten ist nicht ersichtlich (Tab. 9-11).

3. Paläo-geochemische Variabilität im Gehäusechemismus benthischer und planktischer Foraminiferen aus Sedimentkernen des nordöstlichen Nordatlantiks, der Norwegischen See und der Framstraße

Die Sedimentkerne M23359, M23065 und ODP 643A liegen entlang eines S-N-Profiles im Stromstrich der Nordatlantikdrift bzw. des Norwegenstromes und sollen zur Rekonstruktion meereschemischer Änderungen im Kern des Norwegenstromes sowie im darunterliegenden Tiefseebereich herangezogen werden. Kern K708-7 vom Rockall Plateau sowie Kern 21295 aus der Framstraße wurden bearbeitet, um 1. meridionale meereschemische Änderungen der Oberflächenwassermassen zu erfassen und 2. unterschiedlich charakterisierte Tiefseebereiche verschiedener Meeresbecken abzudecken. Auf eine detaillierte makroskopische Sedimentbeschreibung der bearbeiteten Kerne wird im Rahmen dieser Arbeit verzichtet. Ruddiman & McIntyre (1976), Henrich et al. (1989), Gehring (1989), Kassens (1990) und Wolf (1990) dokumentieren eingehend Sedimentologie und Ablagerungsmilieu.

Die Änderungen der Elemente Magnesium, Strontium, Eisen, Cadmium, Barium und Zink in planktischen und benthischen Foraminiferengehäusen sind gegen die Kernteufe aufgetragen (Abb. 23 und Abb. 25). Die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen nach Martinson (1987) und Vogelsang (1990) (s. II-1.1.1) sind eingezeichnet. Im Folgenden werden die Beziehungen der Elemente zueinander sowie Übereinstimmungen zwischen verschiedenen Kernen diskutiert. Ein detaillierter Vergleich zu geochemischen und sedimentologischen Parametern erfolgt im Kapitel IV.

3.1 Magnesium in Gehäusen planktischer Foraminiferen

Die maximale gemessene Magnesium-Konzentration in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. beträgt 590 ppm, während die geringste Konzentration bei 110 ppm liegt. Die Größenordnung der Magnesium-Konzentrationen stimmt mit Literaturdaten überein. Generell sind die Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. etwas geringer als in anderen planktischen Foraminiferenarten (Blackmon & Todd, 1959; Cronblad & Malmgren, 1981). Ein direkter Vergleich zu anderen Arbeiten ist jedoch nicht möglich, da Magnesium-Analysen an *N. pachyderma* sin. aus hohen nördlichen Breiten erstmalig im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden.

In allen Kernen des Europäischen Nordmeeres korrelieren die Variationen der Magnesium-Gehalte in *N. pachyderma* sin. zu Glazial/Interglazial-Wechseln im Sinne hoher Magnesium-Werte während interglazialer und niedriger Werte in glazialen Zeiten. Sedimente zwischen 450 cm und 350 cm in Kern M23065, die dem Sauerstoffisotopenstadium 6 zugeordnet werden, zeigen Magnesium-Variationen in den planktischen Foraminiferengehäusen, die um 250 ppm schwanken. Die Schwankungsbreite der Werte überschreitet nicht 100 ppm. Die Magnesium-Gehalte sind ebenfalls in den Kernen M23359 und ODP 643A Schwankungen unterworfen, die die im Kern M23065 erkennbaren Schwankungen zum Teil übertreffen. Diese Variationen erscheinen zunächst regellos und sind untereinander nicht zu korrelieren. In Kapitel IV wird hierauf näher eingegangen. Mit dem Übergang zu Stadium 5 steigen die Magnesium-Konzentrationen in Kern M23065 drastisch auf mehr als 400 ppm an. Diese hohen Konzentrationen sind auf einen geringmächtigen Sedimentbereich zwischen 240 cm und 225 cm beschränkt und sinken danach auf ca. 250-300 ppm für den Rest des Stadiums 5 ab. Der signifikante Anstieg der Magnesium-Gehalte zu Beginn des Isotopenstadiums 5 ist ebenfalls in den Kernen M23359 und ODP 643A belegt. Für Kern ODP 643A beträgt der absolute Magnesium-Anstieg am Übergang von Stadium 6 zu 5 ca. 350 ppm, für Kern M23359 ca. 300 ppm. Deutliche Unterschiede zu Kern M23065 ergeben sich jedoch im weiteren Verlauf des Stadiums 5. In Kern

M23359 bleiben die Magnesium-Werte wesentlich länger auf einem hohen Niveau und fallen erst in einer Sedimenttiefe von ca. 150 cm langsam ab. Kern ODP 643A zeigt über den gesamten Verlauf des Stadiums 5 extrem hohe Magnesium-Konzentrationen, wie sie selbst im Holozän nicht mehr erreicht werden. Maximale Konzentrationen von ca. 600 ppm kommen in einer Kerntiefe von ca. 250 cm vor. Diesem ausgeprägten Maximum folgt ein Minimum der Magnesium-Konzentration um 200 ppm zwischen 200 cm und 230 cm gefolgt, das dem Isotopenstadium 4 zugerechnet wird. Ebenfalls zeigen die Kerne M23065 und M23359 für Kernabschnitte, die dem Stadium 4 zugerechnet werden, vergleichsweise geringe Magnesium-Gehalte um 220 ppm in den planktischen Foraminiferengehäusen.

Ein signifikanter Anstieg der Magnesium-Gehalte wird in den drei Kernen aus dem Europäischen Nordmeer in Kernabschnitten, die dem Stadium 3 zugerechnet werden, deutlich. In Kern M23065 erreichen die Werte ca. 400 ppm in ca. 120 cm Kerntiefe und fallen anschließend sukzessive ab auf ca. 200 ppm in 50 cm Kerntiefe. Der Beginn von Stadium 3 ist in Kern ODP 643A nicht mit Proben belegt, jedoch zeigt sich ebenfalls ein Magnesium-Maximum von > 400 ppm in ca. 140 cm Kerntiefe. Oberhalb dieses Maximums fallen die Werte ähnlich wie in Kern M23065 allmählich auf Konzentrationen um 250 ppm ab. In Kern M23359 ist das Stadium 3 durch relativ starke Magnesium-Oszillationen gekennzeichnet, die jedoch in Magnesium-Maximalkonzentrationen von > 400 ppm in ca. 80 cm Kerntiefe kulminieren. Nach Erreichen des Maximums fallen die Werte ebenfalls allmählich auf Magnesium-Werte um 250 ppm ab. Planktische Foraminiferengehäuse aus Sedimenten, die Stadium 2 zugerechnet werden, weisen im Europäischen Nordmeer geringe Magnesium-Konzentrationen um ca. 200 ppm auf.

Hohe Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. treten in allen untersuchten Kernen des Europäischen Nordmeeres in den holozänen Kernabschnitten auf. In Kern M23065 vom Vöring Plateau steigen die Magnesium-Gehalte oberhalb der glazialen Sedimente des Stadiums 2 bis maximal 500 ppm. Ebenfalls ist ein deutlicher Anstieg der Magnesium-Gehalte in Kern ODP 643A nach den geringen Konzentrationen während des Stadiums 2 zu erkennen. Die durch die Kernentnahme gestörte Sedimentfolge in Kern M23359 läßt den holozänen Anstieg der Magnesium-Konzentrationen nicht so deutlich erscheinen wie in den beiden anderen Kernen, jedoch ist ein Anstieg auf > 400 ppm eindeutig.

Kern K708-7 aus dem nordöstlichen Nordatlantik zeigt Magnesium-Variationen, die zwischen ca. 150 ppm und 600 ppm liegen. Eine offensichtliche Gliederung des Kernes, wie sie bei den Kernen aus dem Europäischen Nordmeer vorlag, ist hier nicht eindeutig. Obwohl die Magnesium-Schwankungen relativ stark über die gesamte Kernlänge sind, treten die geringsten Magnesium-Konzentrationen in den glazialen Kernabschnitten auf (ca. 200 cm - Stadium 4, ca. 50-80 cm - Stadium 2). Stadien 5, 3 und 1 sind durch Magnesium-Konzentrationen gekennzeichnet, die überwiegend > 250 ppm betragen. Maxima der Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. während des Sauerstoffisotopenstadiums 5 sind auf dem Rockall Plateau jedoch weit weniger deutlich ausgeprägt als in der Norwegischen See. Die Konzentrationen liegen zwischen 300 ppm und 400 ppm, wobei nur vereinzelte Extrema Werte > 400 ppm erreichen. Holozäne planktische Foraminiferengehäuse aus Kern K708-7 zeigen mit ca. 580 ppm Extremwerte und übersteigen selbst die höchsten Konzentrationen in Stadium 5.

Magnesium-Gehalte in *N. pachyderma* sin. aus holozänen Sedimenten der Framstraße (Kern 21295) sind eindeutig geringer als in südlicheren Meeresgebieten. Die maximale holozäne Konzentration in der Framstraße liegt bei ca. 370 ppm, während sie im Norwegischen Becken ca. 500 ppm beträgt und im südlichsten Kern im nordöstlichen Atlantik auf ca. 600 ppm ansteigt. Die Abnahme der holozänen Magnesium-Konzentrationen nach Norden läßt einen Temperatur-gesteuerten Gradienten vermuten. Ähnliche Beobachtungen erfolgten durch Cronblad & Malmgren (1981) mit dem Vergleich der Strontium- und Magnesium-Konzentrationen in *G. bulloides* und *G. inflata* aus Sedimentoberflächen des südlichen Indischen Ozeans mit bis zu 1000 ppm bzw. 700 ppm zu Proben der subantarktischen Klimazone (Maurice Ewing Bank), bei denen die Strontium- und Magnesium-Konzentrationen nur noch bei ca. 400 ppm liegen.

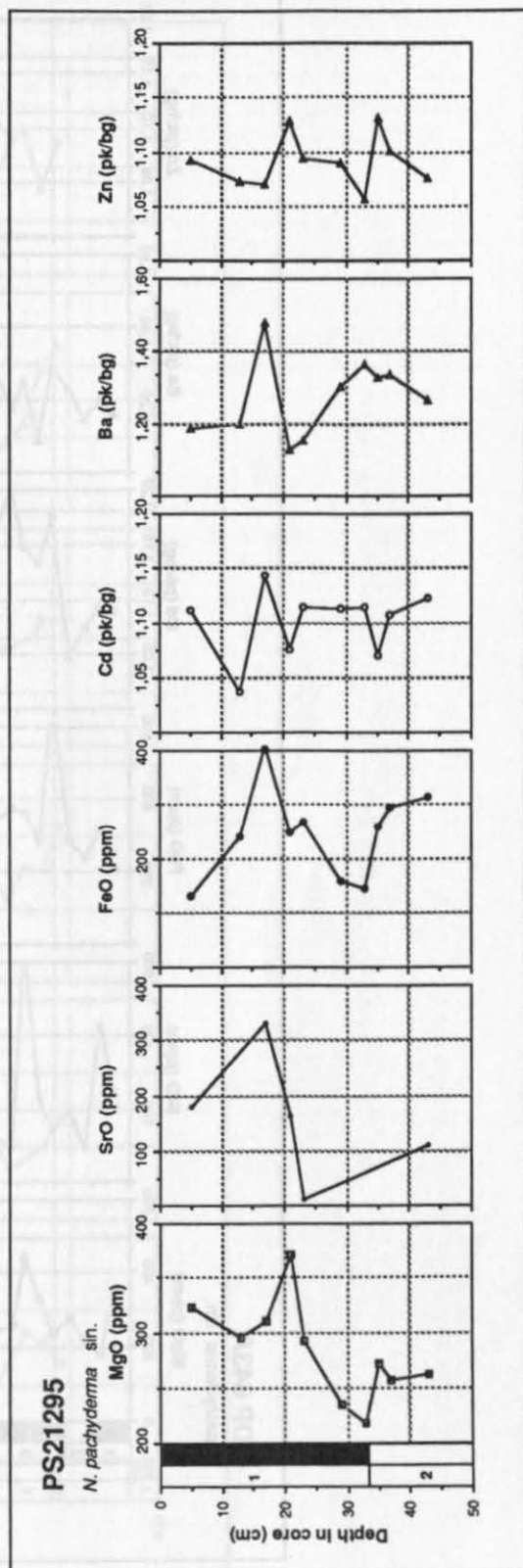
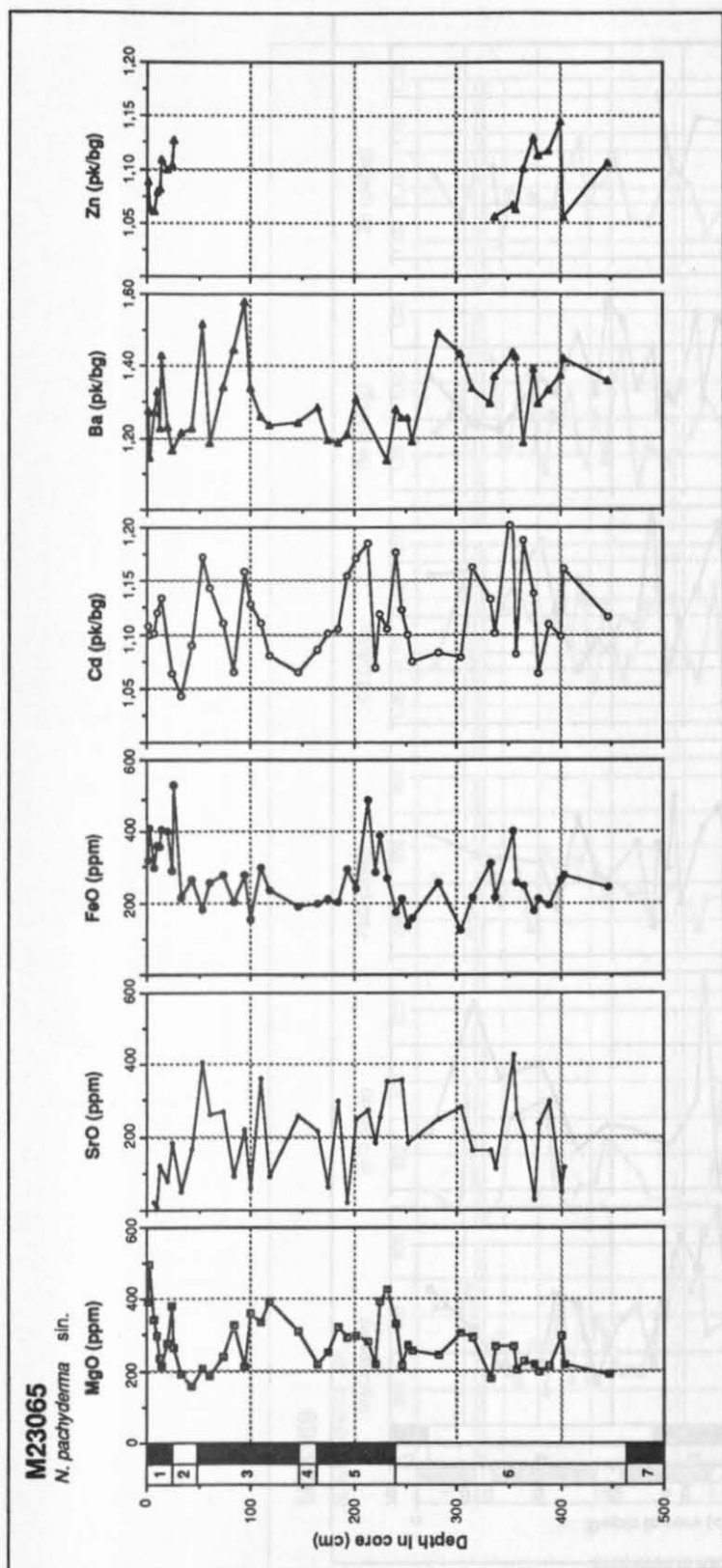


Abb. 23 Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus von *N. pachyderma* sin. für Sedimentkerne a) 21295, b) M23065, c) ODP 643A, d) M23359 und e) K708-7.

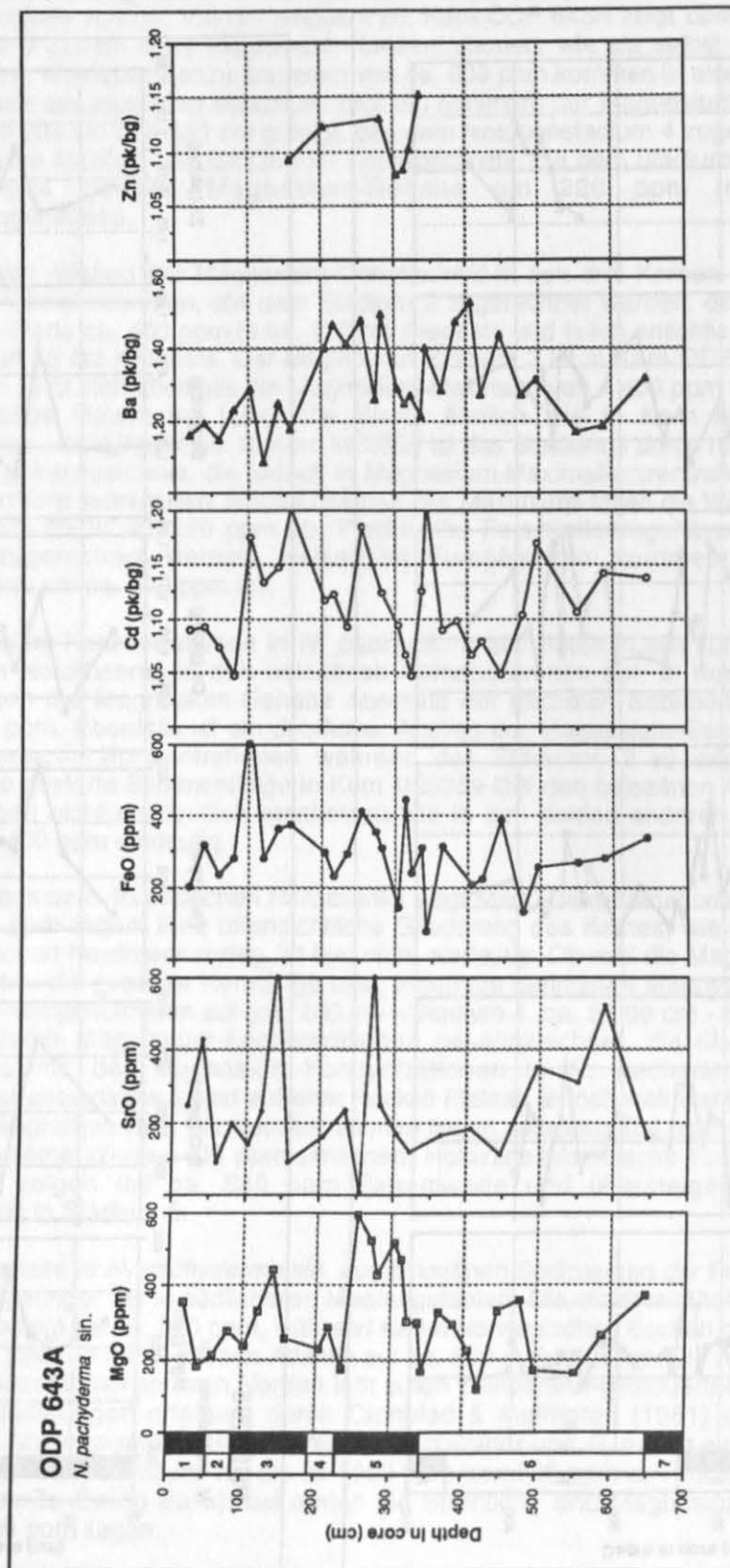


Abb. 23 Fortsetzung

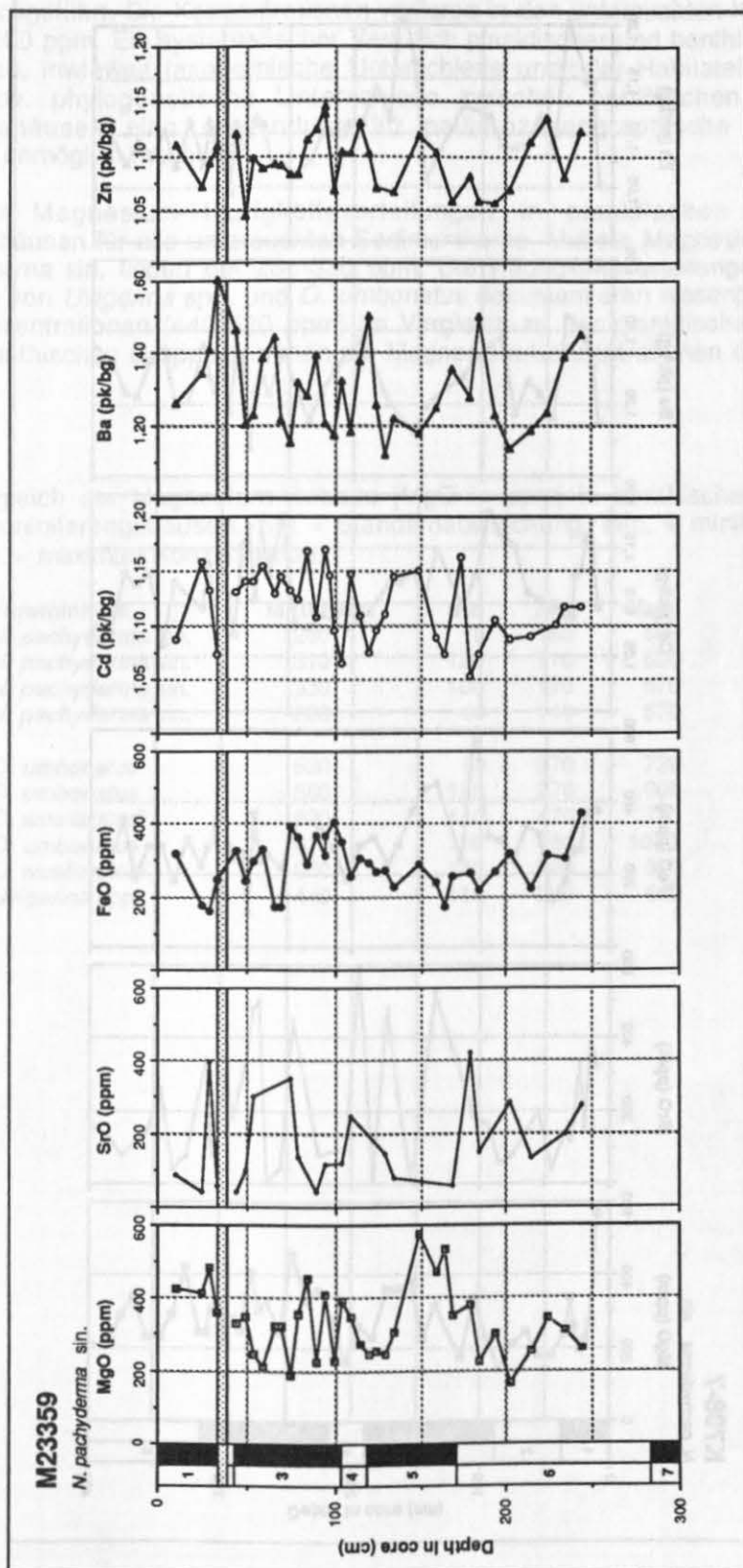


Abb. 23

Fortsetzung

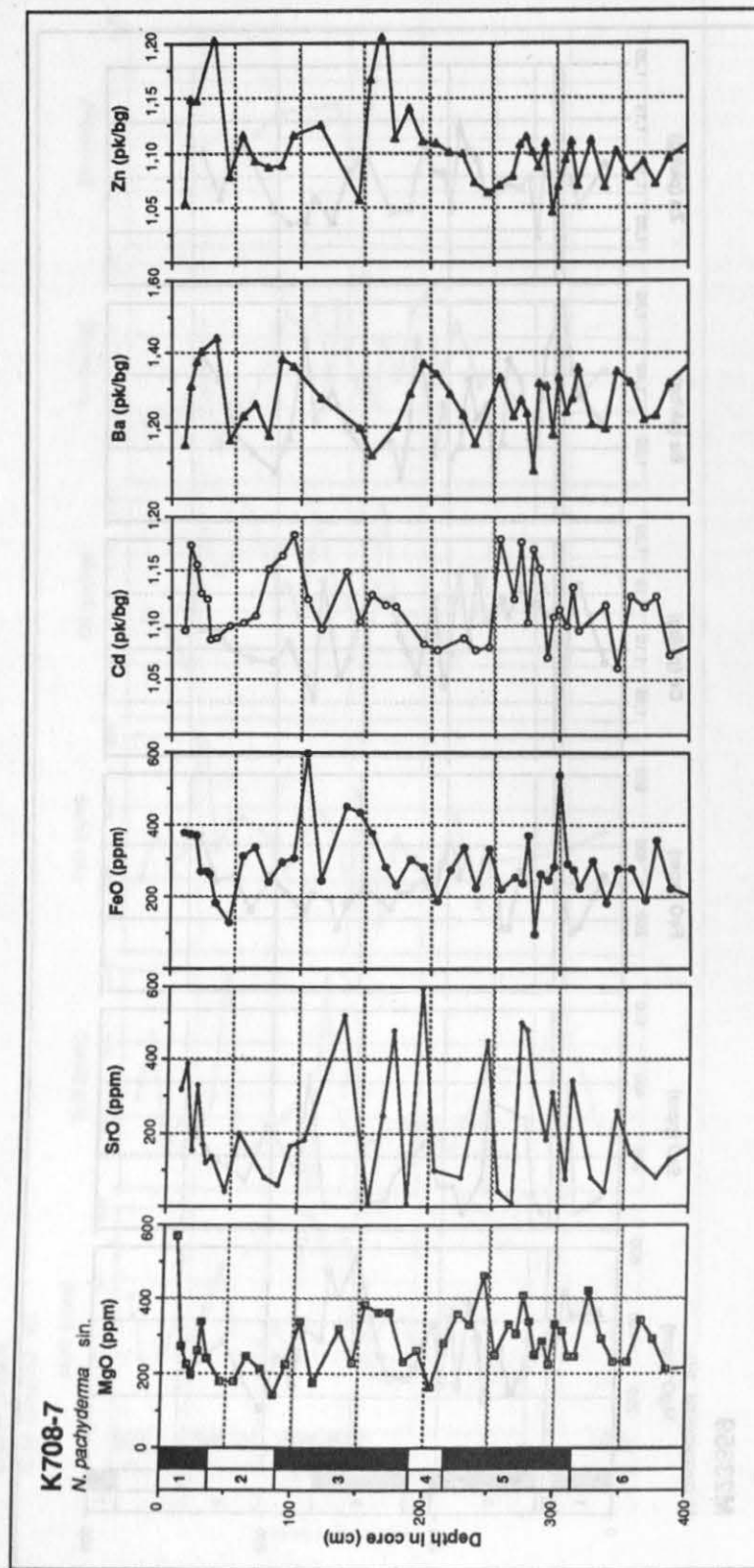


Abb. 23

Fortsetzung

3.2 Magnesium in benthischen Foraminiferen

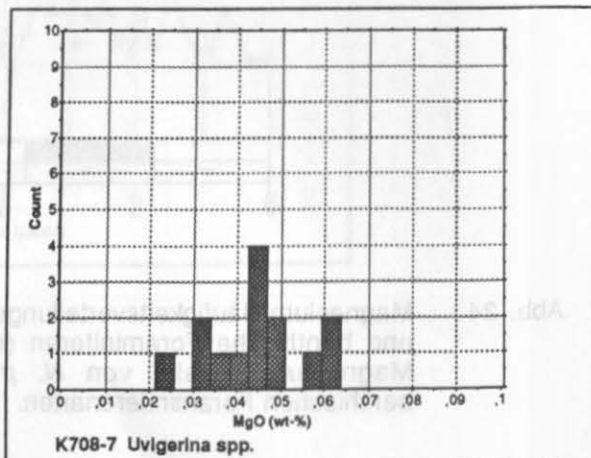
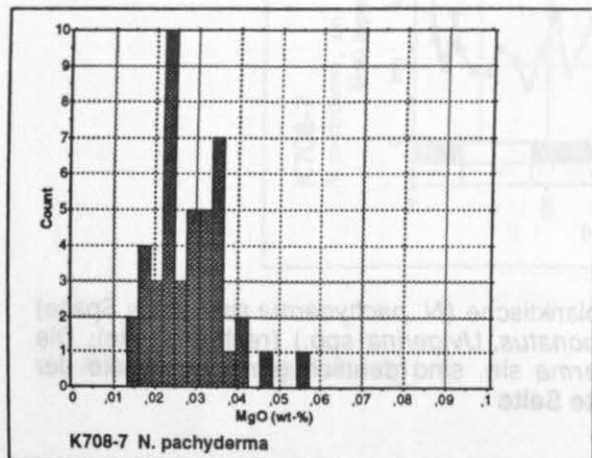
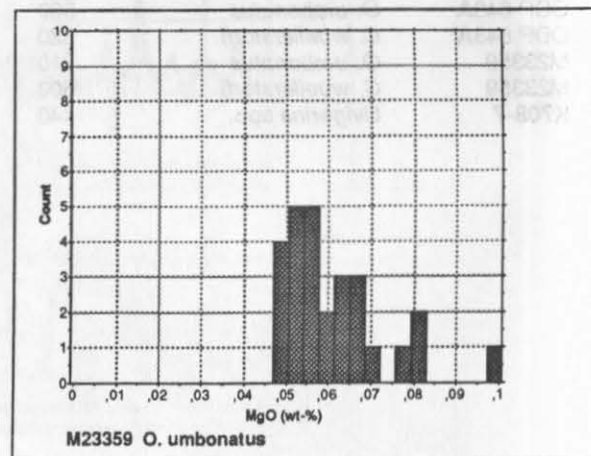
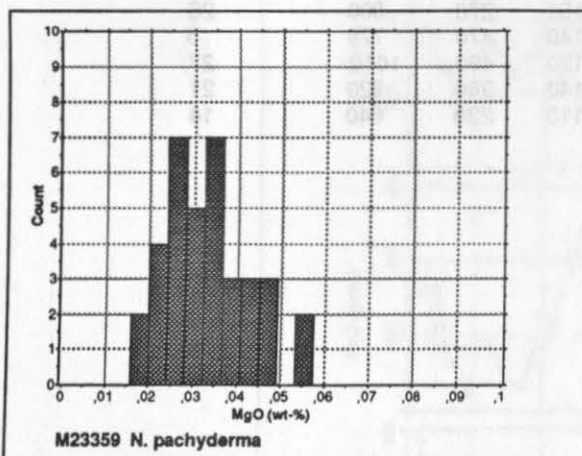
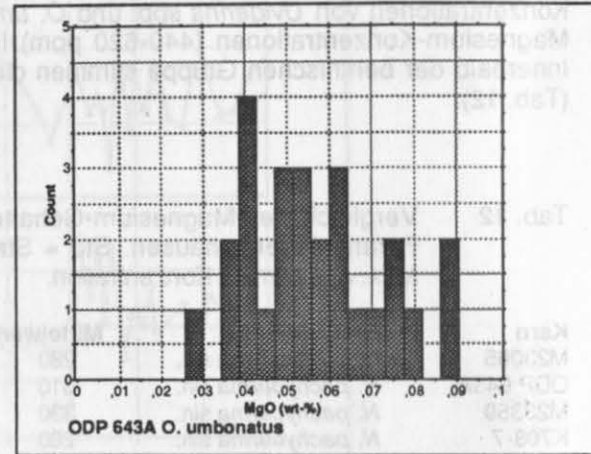
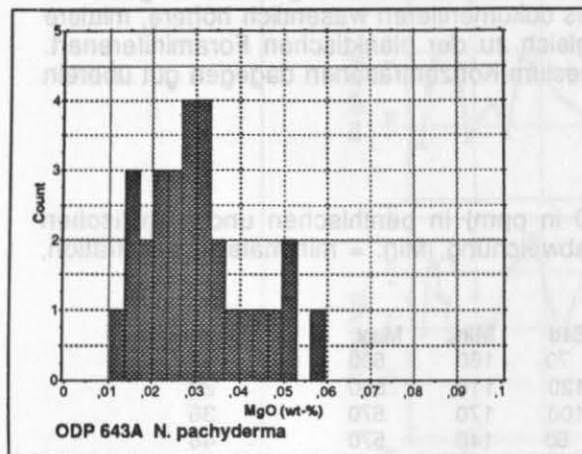
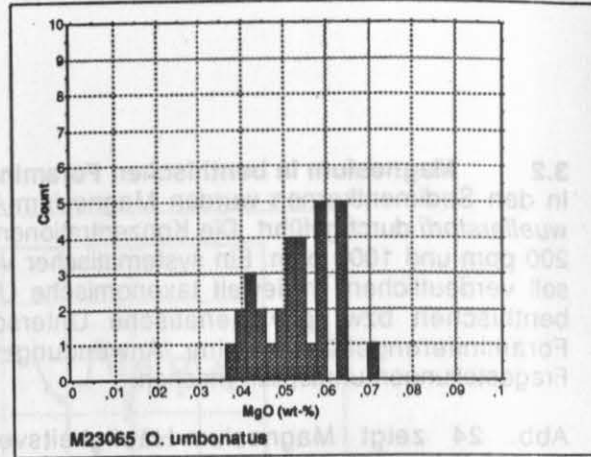
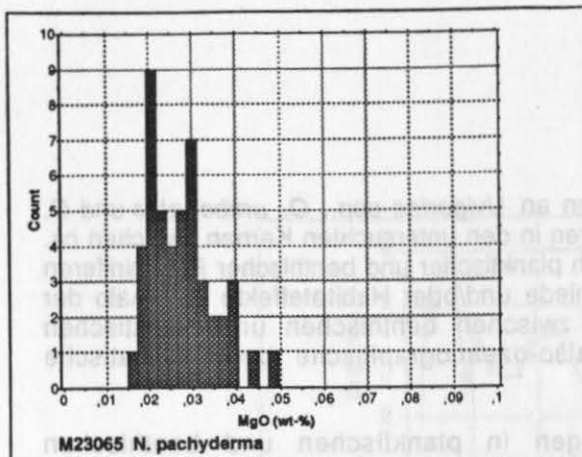
In den Sedimentkernen wurden Magnesium-Analysen an *Uvigerina* spp., *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* durchgeführt. Die Konzentrationen variieren in den untersuchten Kernen zwischen ca. 200 ppm und 1000 ppm. Ein systematischer Vergleich planktischer und benthischer Foraminiferen soll verdeutlichen, inwieweit taxonomische Unterschiede und/oder Habitateffekte innerhalb der benthischen bzw. phylogenetische Unterschiede zwischen benthischen und planktischen Foraminiferengehäusen eine Anwendung für paläo-ozeanographische bzw. -klimatische Fragestellungen unmöglich machen.

Abb. 24 zeigt Magnesium-Häufigkeitsverteilungen in planktischen und benthischen Foraminiferengehäusen für alle untersuchten Sedimentkerne. Mittlere Magnesium-Konzentrationen von *N. pachyderma* sin. liegen bei 280-330 ppm. Die Häufigkeitsverteilungen der Magnesium-Konzentrationen von *Uvigerina* spp. und *O. umbonatus* dokumentieren wesentlich höhere, mittlere Magnesium-Konzentrationen (440-620 ppm) im Vergleich zu der planktischen Foraminiferenart. Innerhalb der benthischen Gruppe stimmen die Magnesium-Konzentrationen dagegen gut überein (Tab. 12).

Tab. 12 Vergleich der Magnesium-Gehalte (MgO in ppm) in benthischen und planktischen Foraminiferengehäusen. Std = Standardabweichung, Min. = minimale Konzentration, Max. = maximale Konzentration.

Kern	Foraminifere	Mittelwert	Std	Min.	Max.	Messungen
M23065	<i>N. pachyderma</i> sin.	280	70	160	500	47
ODP 643A	<i>N. pachyderma</i> sin.	310	120	110	590	29
M23359	<i>N. pachyderma</i> sin.	330	100	170	570	36
K708-7	<i>N. pachyderma</i> sin.	280	80	140	570	48
M23065	<i>O. umbonatus</i>	530	90	370	720	30
ODP 643A	<i>O. umbonatus</i>	560	160	270	900	26
ODP 643A	<i>C. wuellerstorfi</i>	620	140	470	770	5
M23359	<i>O. umbonatus</i>	610	130	480	1010	27
M23359	<i>C. wuellerstorfi</i>	600	140	380	820	21
K708-7	<i>Uvigerina</i> spp.	440	110	220	640	14

Abb. 24 Magnesium-Häufigkeitsverteilungen für planktische (*N. pachyderma* sin.) (linke Spalte) und benthische Foraminiferen (*O. umbonatus*, *Uvigerina* spp.) (rechte Spalte). Die Magnesium-Gehalte von *N. pachyderma* sin. sind deutlich geringer als die der benthischen Foraminiferenarten. Nächste Seite



Offensichtlich sind die Magnesium-Schwankungen innerhalb der benthischen Foraminiferengehäuse nicht an Glazial/Interglazial-Wechsel gebunden (Abb. 25), wie sie für *N. pachyderma* sin. beschrieben wurden. Die Magnesium-Gehalte in *O. umbonatus* variieren in Kern M23065 um ca. 400-600 ppm. Nur vereinzelte Meßwerte liegen höher. Im Vergleich zu den anderen untersuchten Kernen ist die Schwankungsbreite der Magnesium-Werte in Kern M23065 am geringsten. Die Kerne ODP 643A und M23359 zeigen wesentlich größere Schwankungen. Die Magnesium-Gehalte in *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* liegen zwischen ca. 400 ppm und 800 ppm. Ein Schwankungsbereich der Magnesium-Werte um ca. 400 ppm wird ebenfalls in Kern K708-7 aus dem nordöstlichen Nordatlantik beobachtet.

In den Kernen ODP 643A und M23359 wurden Vergleichsanalysen an *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* durchgeführt um zu überprüfen, inwieweit die Elementgehalte beider Foraminiferenarten differieren und dadurch taxonomische Unterschiede bzw. Habitateffekte deutlich werden. Die Schwankungsbreite der Magnesium-Konzentrationen beider Arten stimmt überein und liegt in den Kernen M23359 und ODP 643A bei ca. 400-800 ppm. Eine direkte Korrelation der Magnesium-Daten beider Foraminiferenarten ist nur mäßig ausgebildet (Korrelationskoeffizient $r = 0.41$). Die absoluten Magnesium-Gehalte differieren zwar, jedoch sind die Übereinstimmungen im generellen Trend sichtbar (Abb. 26). Nach Vogelsang (1990) stimmen die Sauerstoffisotopendaten der beiden Arten ebenfalls überein, während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der endobenthischen *O. umbonatus* nicht mit denen der epibenthischen Art *C. wuellerstorfi* übereinstimmen und auch keine Korrelation zum $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des Bodenwasser-Gesamt- CO_2 zeigen.

3.3 Strontium in Foraminiferengehäusen

Die klimabedingte Steuerung des Strontium-Einbaues in planktische Foraminiferengehäuse wurde von Cronblad & Malmgren (1981) belegt und sollte an *N. pachyderma* sin. und an benthischen Foraminiferengehäusen aus dem Europäischen Nordmeer, dessen klimatische Entwicklung zu starken Variationen der Strontium-Gehalte führen sollten, durchgeführt werden. Strontium zeigt in *N. pachyderma* sin. Konzentrationsschwankungen zwischen knapp über 0 ppm und 600 ppm. Eine Korrelation zu klimatischen Wechseln wird nicht deutlich (Abb. 23). Es ist denkbar, daß *N. pachyderma* sin. aufgrund der wechselnden Habitate oder aufgrund physiologischer Eigenschaften ein ungeeigneter "Informationsträger" für Strontium ist. Jedoch wird eher angenommen, daß sich die fehlende Korrelation auf statistische Unsicherheiten begründet. Wie in Kapitel III-1 gezeigt wird, wurde Strontium in *N. pachyderma* sin. bei nur wenigen Punktanalysen identifiziert. Die "Trefferquote" liegt bei 13%. In Zusammenhang mit einer sehr variablen Konzentrationshöhe erklärt dies den großen Schwankungsbereich von Strontium, der eine Korrelation zu klimatischen Änderungen nicht erkennen läßt. In benthischen Foraminiferen konnte kein Strontium identifiziert werden.

3.4 Eisen in Foraminiferengehäusen

Die an benthischen als auch an planktischen Foraminiferengehäusen gemessenen Eisen-Konzentrationen (Abb. 23, Abb. 25) variieren zwischen ca. 100 ppm und 700 ppm, wobei die mittleren Werte bei 300-400 ppm liegen. Innerhalb der untersuchten Kerne treten starke Schwankungen auf, die nicht mit den Kurvenverläufen anderer Elemente korreliert werden können und keine Beziehung zu sedimentologischen bzw. klimatischen Parametern aufweisen. Dies läßt vermuten, daß Eisen nicht für Kalzium substituiert, sondern eine Gitter-externe Komponente darstellt, die auf Probenkontamination zurückgeht (s. II-3.5). Diese Beobachtungen stimmen mit Emiliani (1955) und Bender et al. (1975) überein.

3.5 Cadmium, Barium, Zink in Foraminiferengehäusen

Cadmium in planktischen Foraminiferengehäusen

Die Variationen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in *N. pachyderma* sin. zeigen mehrere Maxima in den untersuchten Sedimentkernen, die auf enge Kernabschnitte begrenzt, jedoch nicht an Glazial/Interglazial-Wechsel gebunden sind (Abb. 23). Die Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse liegen für *N. pachyderma* sin. zwischen 1.05 und 1.20. Der überwiegende Teil der Cadmium-Konzentrationen liegt bei einem "Peak/background"-Verhältnis von ca. 1.10 - 1.15. Abweichungen von diesen "Normalwerten" mit Maximalwerten bis 1.20 sind unter Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Cadmium-Analysen (s. II-3.5) statistisch signifikant.

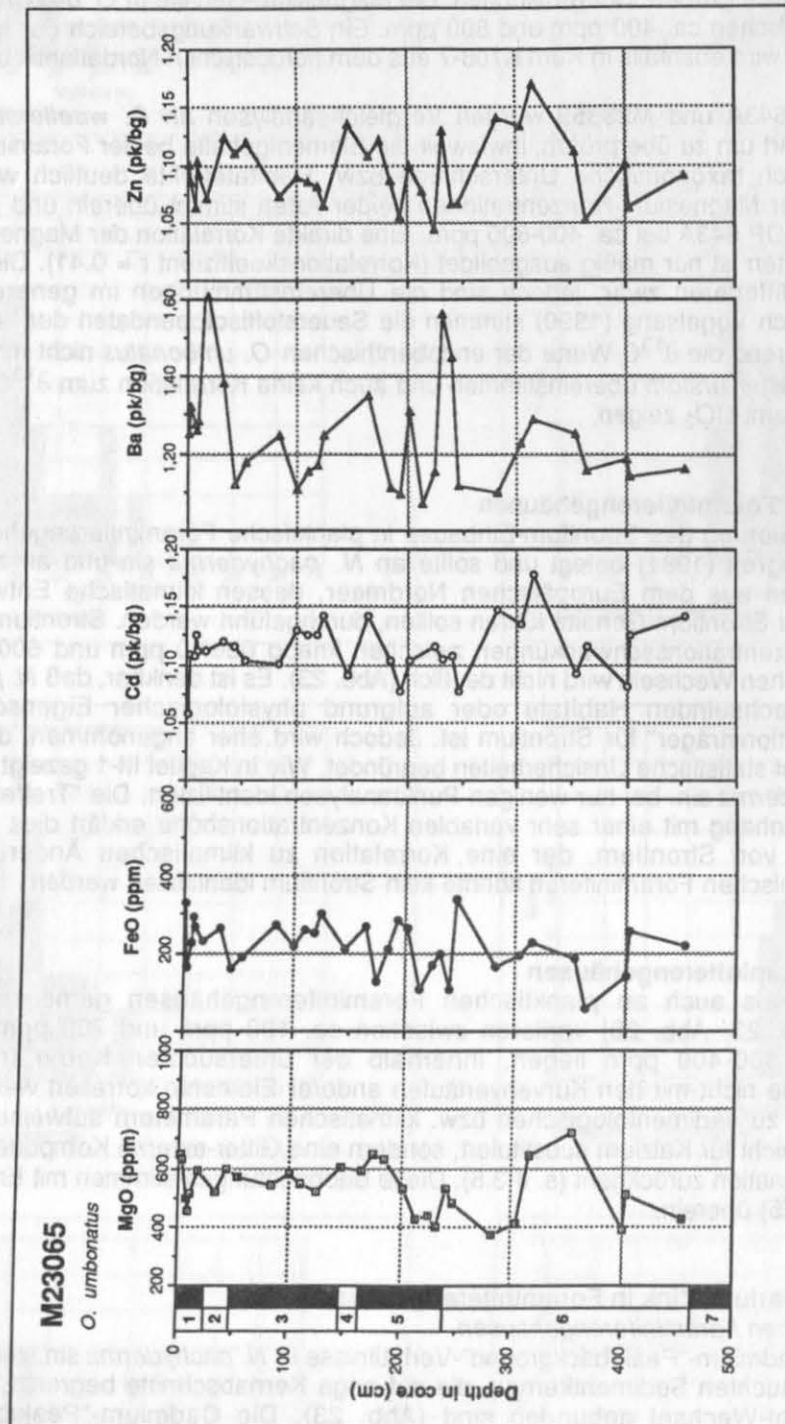


Abb. 25 Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus benthischer Foraminiferen für Sedimentkerne a) M23065, b) ODP 643A, c) M23359 und d) K708-7.

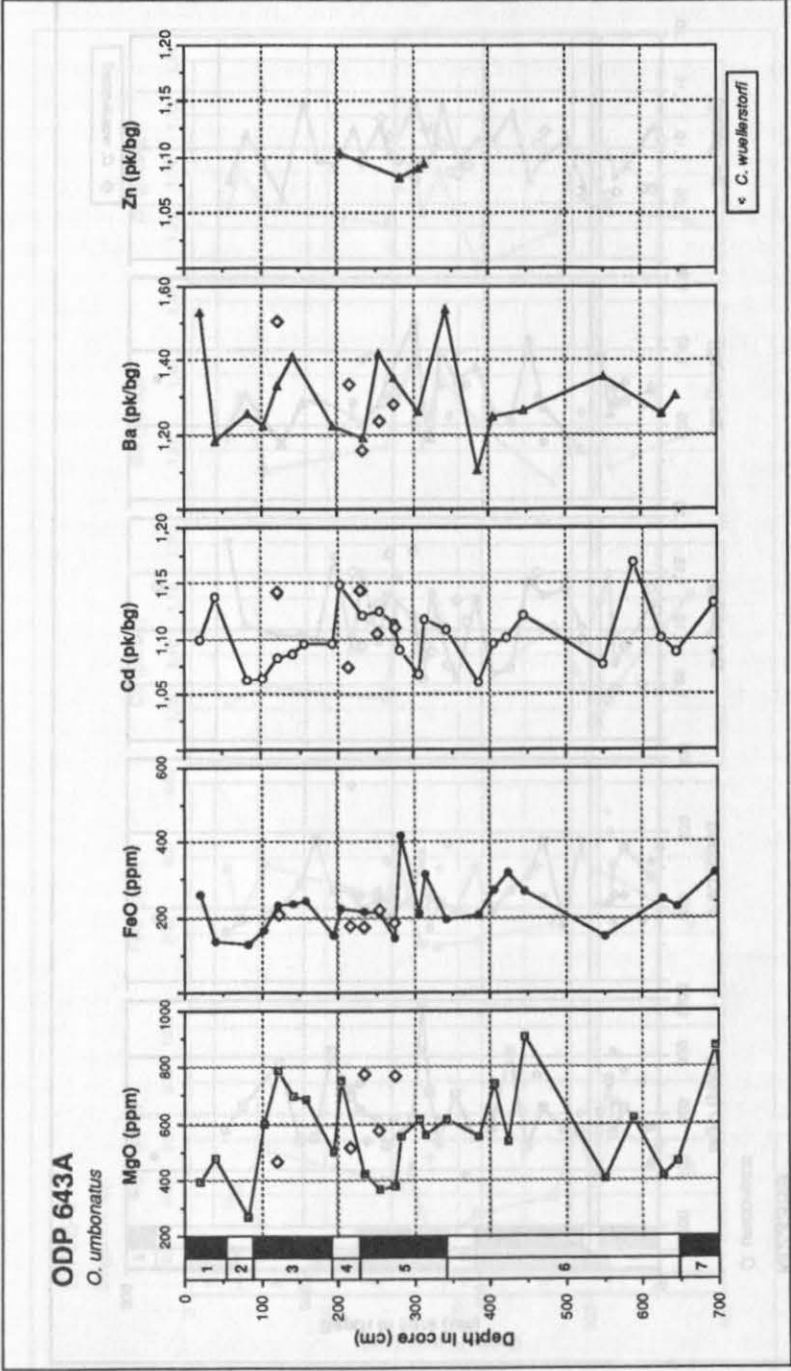


Abb. 25 Fortsetzung

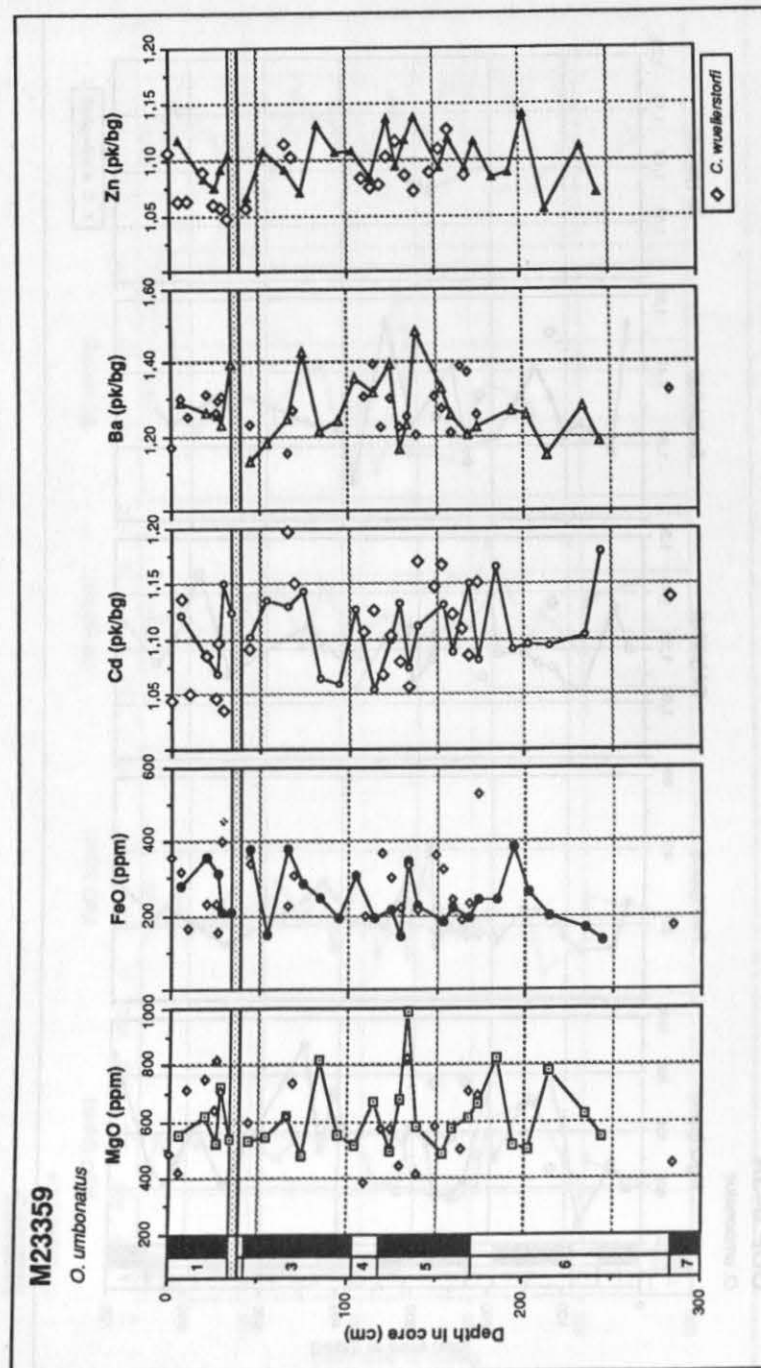


Abb. 25 Fortsetzung

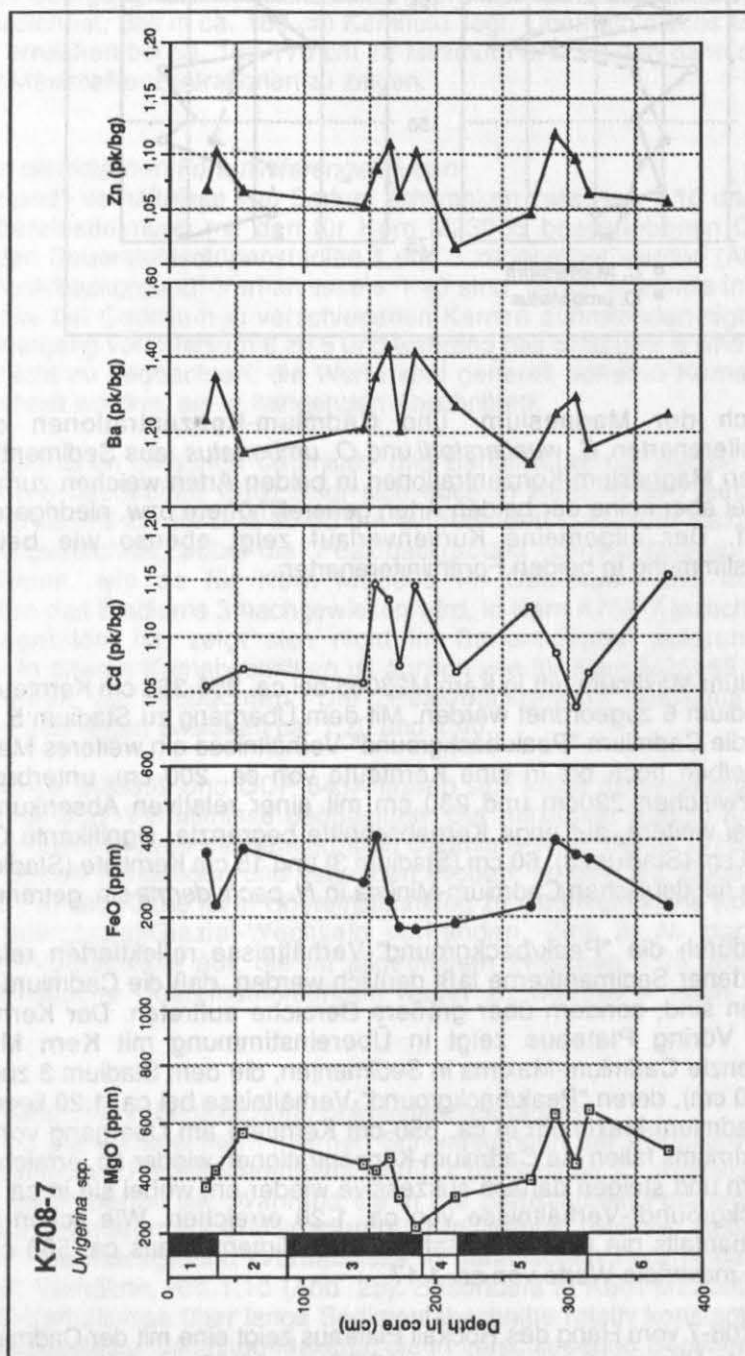


Abb. 25 Fortsetzung

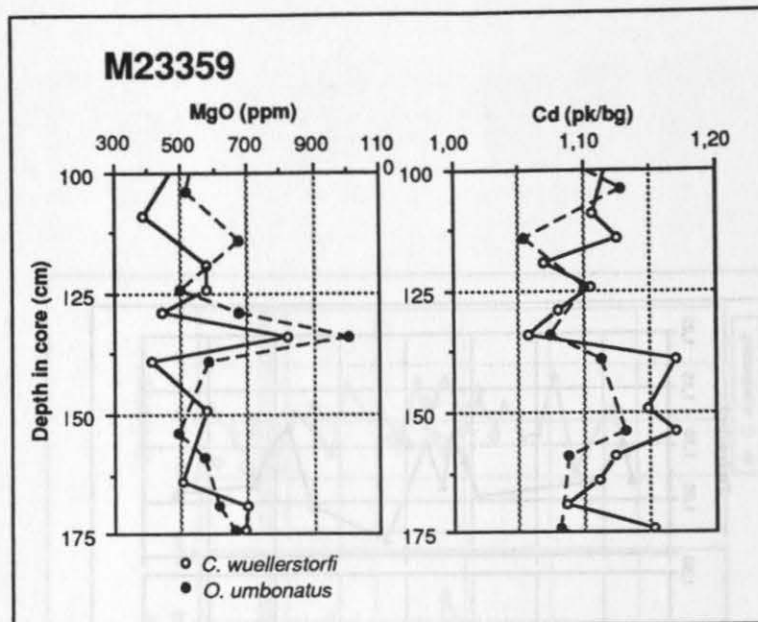


Abb. 26 Vergleich der Magnesium- und Cadmium-Konzentrationen der benthischen Foraminiferenarten *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* aus Sedimentkern M23359. Die absoluten Magnesium-Konzentrationen in beiden Arten weichen zum Teil voneinander ab, wobei aber keine der beiden Arten generell höhere bzw. niedrigere Konzentrationen aufweist. Der allgemeine Kurvenverlauf zeigt ebenso wie bei Cadmium gute Übereinstimmung in beiden Foraminiferenarten.

Ein deutliches Cadmium-Maximum tritt in Kern M23065 bei ca. 350-365 cm Kerntiefe in Sedimenten, die dem Isotopenstadium 6 zugeordnet werden. Mit dem Übergang zu Stadium 5 zwischen 240 cm und 250 cm steigen die Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse ein weiteres Mal von ca. 1.06 auf fast 1.20 an und bleiben hoch bis in eine Kerntiefe von ca. 200 cm, unterbrochen von einem Sedimentabschnitt zwischen 220 cm und 230 cm mit einer relativen Absenkung der Cadmium-Konzentrationen. Drei weitere, auf enge Kernabschnitte begrenzte, signifikante Cadmium-Maxima erscheinen in ca. 100 cm (Stadium 3), 60 cm (Stadium 3) und 15 cm Kerntiefe (Stadium 1). Sie werden durch Kernabschnitte mit deutlichen Cadmium-Minima in *N. pachyderma* sin. getrennt.

Der Vergleich der durch die "Peak/background"-Verhältnisse reflektierten relativen Cadmium-Variationen verschiedener Sedimentkerne läßt deutlich werden, daß die Cadmium-Maxima nicht nur lokale Erscheinungen sind, sondern über größere Bereiche auftreten. Der Kern ODP 643A vom unteren Hang des Vöring Plateaus zeigt in Übereinstimmung mit Kern M23065 auf enge Kernabschnitte begrenzte Cadmium-Maxima in Sedimenten, die dem Stadium 3 zugerechnet werden (ca. 100 cm bzw. 160 cm), deren "Peak/background"-Verhältnisse bei ca. 1.20 liegen. Weiterhin liegt ein ausgeprägtes Cadmium-Maximum in ca. 350 cm Kerntiefe am Übergang von Stadium 6 zu 5. Oberhalb dieses Maximums fallen die Cadmium-Konzentrationen wieder ab, erreichen bei ca. 310 cm Kerntiefe ihr Minimum und steigen danach sukzessive wieder an, wobei sie in ca. 250 cm Kerntiefe maximale "Peak/background"-Verhältnisse von ca. 1.20 erreichen. Wie schon für Kern M23065 gezeigt, erreichen ebenfalls die Cadmium-Gehalte in Sedimenten aus ca. 500 cm, die Stadium 6 zugerechnet werden, maximale Werte von ca. 1.17.

Der Sedimentkern K708-7 vom Hang des Rockall Plateaus zeigt eine mit der Cadmium-Kurve für Kern M23065 hervorragende Übereinstimmung. In ca. 15-25 cm, 85-95 cm, 145-165 cm und ca. 250-280 cm Kerntiefe zeichnen sich deutliche Cadmium-Maxima ab. Die Sedimente der entsprechenden Kernabschnitte werden den Stadien 1, 3 und 5 zugeordnet.

Die in den drei Sedimentkernen auftretenden Cadmium-Maxima in *N. pachyderma* sin. sind zum Teil auch in Kern M23359 vom Aegir-Rücken zu finden. Am deutlichsten wird die Übereinstimmung des Cadmium-"Peak/background"-Maximums von ca. 1.16 in ca. 25-30 cm Kerntiefe. Die deutlichen, auf enge Kernabschnitte des Stadiums 3 begrenzten, relativen Cadmium-Änderungen zu hohen Werten in Kernen M23065, ODP 643A und K708-7 sind in Kern M23359 durch starke, kurzfristige Schwankungen der "Peak/background"-Verhältnisse ausgezeichnet, wobei die höchsten Werte in ca. 80-85 cm Kerntiefe vorkommen. Ähnlich wie schon bei den anderen Sedimentkernen beschrieben, ist der Übergang von Stadium 6 zu 5 in Kern M23359 durch ein ausgeprägtes Cadmium-Maximum gekennzeichnet, das in ca. 180 cm Kerntiefe liegt. Oberhalb dieses Maximums sinken die Werte schnell ab, erreichen bei ca. 165-170 cm ihr Minimum und steigen dann sukzessive an, um in ca. 150 cm wieder Maximalkonzentrationen zu zeigen.

Barium und Zink in planktischen Foraminiferengehäusen

Die "Peak/background"-Verhältnisse von Barium schwanken zwischen 1.10 und 1.60. Barium zeigt eine auffällige Übereinstimmung mit den für Kern M23065 beschriebenen Cadmium-Maxima in Sedimenten, die den Sauerstoffisotopenstadien 1 und 3 zugeordnet werden (Abb. 23). Die Barium-Maxima, deren "Peak/background"-Verhältnisse > 1.40 sind, liegen ebenfalls in 100 cm, 60 cm und 15 cm Kerntiefe. Die bei Cadmium in verschiedenen Kernen auftretenden signifikanten Maxima in Sedimenten am Übergang von Stadium 6 zu 5 und während des Stadiums 6 sind dagegen im Barium-Signal (M23065) nicht zu beobachten; die Werte sind generell höher in Kernabschnitten, die dem Stadium 6 zugerechnet werden, als in hangenden Abschnitten.

Eine eindeutige Korrelation zwischen Cadmium- und Barium-Maxima, wie sie für Kern M23065 in jüngeren Sedimenten beobachtet wird, zeigt sich auch in Kern K708-7 aus dem nordöstlichen Nordatlantik. Die in ca. 15-25 cm und 85-95 cm auftretenden Cadmium-Maxima werden auch im Barium-Signal nachgezeichnet, wobei die "Peak/background"-Verhältnisse auf ca. 1.40 ansteigen. Ein drittes Maximum, wie es für Kern M23065 im Cadmium- und im Barium-Signal in Sedimentabschnitten des Stadiums 3 nachgewiesen wird, in Kern K708-7 jedoch im Cadmium-Signal nur schwach ausgebildet ist, zeigt sich nicht im Barium-Signal aufgrund eines zu weiten Probenabstandes. In älteren Kernabschnitten ist ähnlich wie für Kern M23065 keine Korrelation zu den Cadmium-Kurven zu beobachten. Die "Peak/background"-Verhältnisse weisen starke Schwankungen auf und liegen zwischen ca. 1.20 und 1.40.

Für die Sedimentkerne M23359 und ODP 643A lassen sich keine systematischen Änderungen der Barium-"Peak/background"-Verhältnisse beobachten. Die maximale Barium-Konzentration in Kern 21295 von ca. 1.50 korreliert zwar mit dem größten Cadmium-Wert. Dieser unterscheidet sich jedoch nicht signifikant von den hangenden und liegenden Proben, so daß die Eindeutigkeit eines realen Signals fraglich ist. Für alle Kerne ist in Übereinstimmung zu Cadmium keine Korrelation der Barium-Variationen mit Interglazial/Glazial-Wechseln vorhanden. Zink in *N. pachyderma* sin. weist "Peak/background"-Verhältnisse auf, die im allgemeinen zwischen 1.05 und 1.15 liegen. Dabei lassen sich systematische Übereinstimmungen weder zu Cadmium- noch zu Barium-Signalen nachweisen.

Cadmium, Barium und Zink in benthischen Foraminiferengehäusen

Im Allgemeinen sind die Sedimentkern-internen Schwankungen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferengehäusen (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* spp.) geringer als in *N. pachyderma* sin. Während sie in der planktischen Foraminiferenart oftmals ein Verhältnis um 1.20 annehmen und dadurch signifikante relative Änderungen anzeigen, überschreiten die "Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferen selten 1.15 und ordnen sich um ein Verhältnis von 1.10 (Abb. 25). Besonders in Kern M23065 sind die Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse über lange Sedimentabschnitte relativ konstant. Ähnliche wie für *N. pachyderma* sin. festgestellte Cadmium-Maxima, die in verschiedenen Sedimentkernen auftauchen, sind in den benthischen Foraminiferen nicht zu beobachten, so daß von gleichbleibenden Cadmium-Konzentrationen über den untersuchten Zeitraum ausgegangen werden muß.

Die Variationen der Barium-"Peak/background"-Verhältnisse liegen für alle untersuchten benthischen Foraminiferen (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* spp.) zwischen 1.10 und 1.50 (Abb. 25); die Änderungen der "Peak/background"-Verhältnisse sind demnach größer als bei Cadmium und Zink, wie schon für *N. pachyderma* sin. gezeigt wurde. Die größeren Unterschiede in den "Peak/background"-Verhältnissen lassen auf stärkere Schwankungen der Barium-Konzentrationen schließen.

Zink-"Peak/background"-Verhältnisse schwanken im Allgemeinen zwischen 1.05 und 1.15 (Abb. 25). Ähnlich wie bei Barium sind keine Unterschiede zwischen verschiedenen Arten (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi*) zu erkennen. Systematische Übereinstimmungen zwischen Barium und Zink sowie zwischen den untersuchten Sedimentkernen sind nicht zu beobachten. Unter Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Analysen kann davon ausgegangen werden, daß keine signifikanten Änderungen in den Konzentrationen der Elemente Barium und Zink über den untersuchten Zeitraum auftreten.

4. Multivariate statistische Methoden zur Identifizierung von Übereinstimmungen zwischen geochemischen und sedimentologischen Parametern

4.1 Faktorenanalyse

Zur Untersuchung geochemischer Beziehungen und Ähnlichkeiten innerhalb der in planktischen Foraminiferengehäusen derselben Art identifizierten Haupt- und Spurenelemente (Ca, Mg, Sr, Fe, Cd, Ba, Zn) sowie zwischen diesen und $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Daten (Ruddiman et al., 1986; Gehring, 1989; Vogelsang, 1990; Wolf, 1990) bzw. Coccolithen-Daten (Baumann, 1990) wurde eine Faktorenanalyse durchgeführt (Tab. VIa im Anhang). Der angewendete Zeitserien-Datensatz ist in Tab. V im Anhang aufgeführt. Die ausgesuchten Variablen wurden in Hinblick auf die Möglichkeit ihrer gemeinsamen geochemischen und/oder paläo-ozeanographischen bzw. -klimatischen Steuerungsmechanismen ausgewählt (Abb. 27, Tab. 13).

Tab. 13 Faktorenladungen. Variable, die die einzelnen Faktoren charakterisieren, sind unterstrichen. Ihre Faktorenladungen sind > 0.5 oder < -0.5 .

lfd. Nr.	Variable	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Faktor 4	Faktor 5	Faktor 6
1	$\delta^{18}\text{O}$	0,0772	0,1430	0,2115	<u>0,7388</u>	0,3055	-0,2315
2	$\delta^{13}\text{C}$	-0,0401	0,0761	<u>0,9398</u>	0,0018	0,0051	0,1077
3	CaO	-0,0193	-0,0677	0,3840	-0,1769	<u>-0,7950</u>	-0,0554
4	SrO	-0,4269	<u>0,5778</u>	-0,1226	0,3964	-0,2540	0,1475
5	FeO	0,1190	<u>0,8375</u>	0,1117	-0,1949	-0,0192	0,0105
6	MgO	-0,0949	0,2741	0,1748	<u>-0,7575</u>	0,0003	-0,1099
7	Cd	0,0658	0,0494	0,1044	-0,0342	0,0092	<u>0,9701</u>
8	Ba	<u>0,8343</u>	-0,0021	-0,0250	0,2078	0,0925	0,0580
9	Zn	<u>0,5077</u>	0,2341	-0,1126	-0,3323	-0,4800	0,0936
10	Coccol.	-0,0827	0,1226	-0,2061	-0,0043	<u>-0,8064</u>	0,0201

Barium und Zink haben eine signifikante positive Korrelation zueinander (Faktor 1), die 11.8% der Trends im Datensatz erklärt. Faktor 2 wird durch Strontium und Eisen bestimmt und erklärt 12.1% der Varianz. Faktor 4 lädt hoch auf $\delta^{18}\text{O}$ und Magnesium, wobei die Korrelation negativ ist und 15% der Gesamtvarianz erklärt. Faktor 5 mit Kalzium und Coccolithen erklärt 16.8% der Varianz und geht vermutlich auf deren gemeinsame Steuerung durch klimatische Änderungen zurück.

Magnesium in planktischen Foraminiferengehäusen ist mit $\delta^{18}\text{O}$ -Daten planktischer Foraminiferen invers korreliert. Foraminiferen mit schweren Sauerstoffisotopenwerten zeigen gleichzeitig niedrige Magnesium-Gehalte. Diese offensichtliche gemeinsame Steuerung der Magnesium-Konzentrationen und der Sauerstoffisotopenverhältnisse ist hier erstmalig mit statistischen Methoden belegt worden und unterstützt die auf visuellen Vergleichen beruhenden Arbeiten von Dodd (1967), Kilbourne & Sen Gupta (1973), Savin & Douglas (1973), Bender et al. (1975), Cronblad & Malmgren (1981) und Izuka (1988).

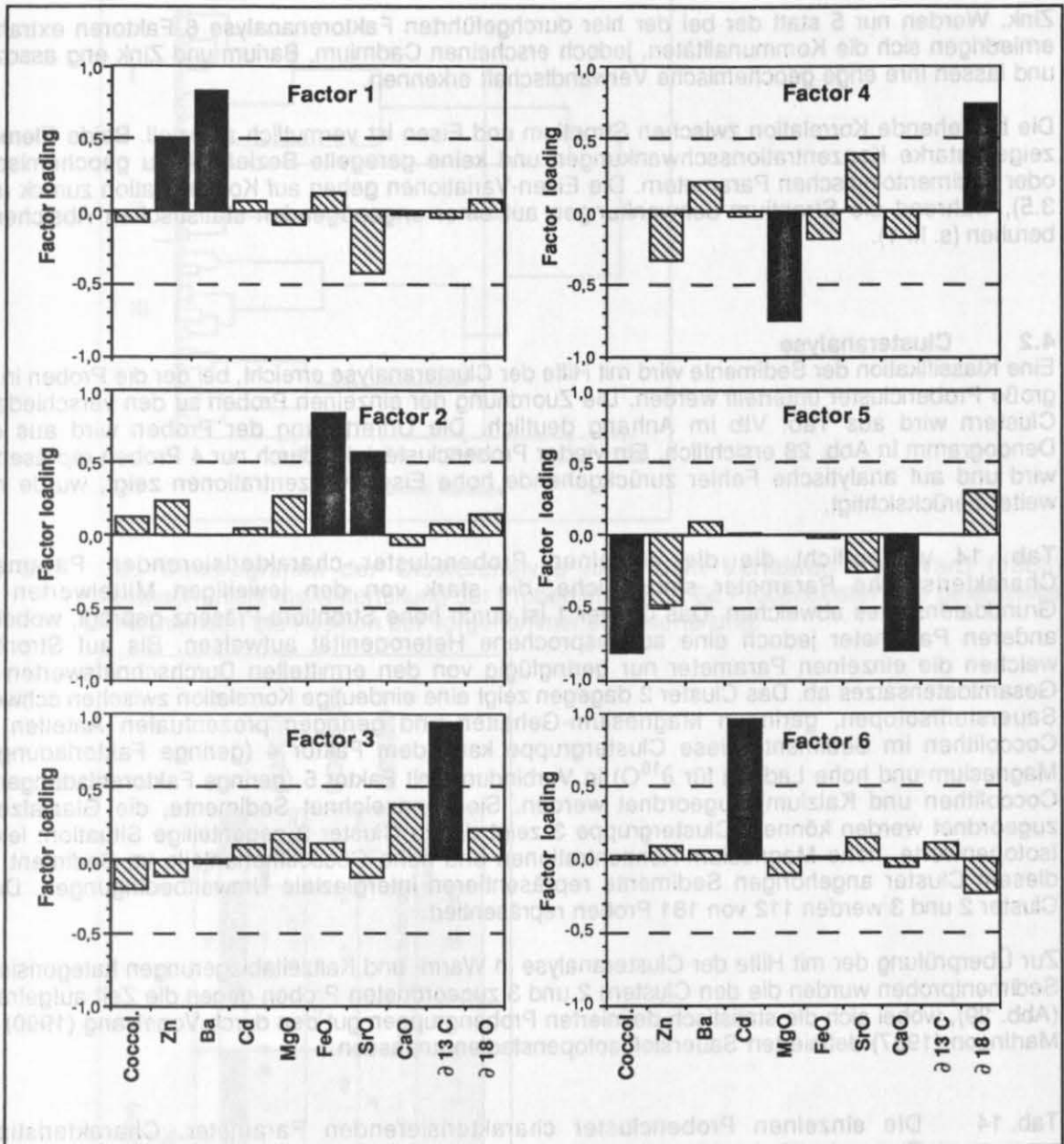


Abb. 27 Mit Hilfe der Faktorenanalyse wurden für die untersuchten Proben 6 Faktoren extrahiert. Variable, die die einzelnen Faktoren charakterisieren, sind schwarz dargestellt. Ihre Faktorenladungen sind > 0.5.

Die enge Verknüpfung von Barium und Zink läßt eine Übereinstimmung der beiden Elemente in ihrem geochemischen Verhalten vermuten. Boyle (1981) zeigt Übereinstimmungen von Cadmium und Zink in Foraminiferen auf. Bruland et al. (1978) weisen darauf hin, daß in Meerwasser Zink und Silikat vergleichbare Verteilungen zeigen, die sich von Phosphat- und demnach Cadmium-Verteilungen unterscheiden. Für Phosphat und Cadmium ist eine Regenerierung in geringen Tiefen belegt (Boyle, 1981), während sich für Silikat und Alkalinität, beides in tiefen Meeresgebieten regenerierte Bestandteile planktischer Hartteile, und resultierend für Barium eine Regenerierung in großen Tiefen zeigt (Lea & Boyle, 1989; 1990). Die hohe Korrelation von Zink zu Barium sowie die Übereinstimmung der Zink-Verteilungen in Meerwasser zu Silikat verdeutlichen einen tiefen Regenerationszyklus für

Zink. Werden nur 5 statt der bei der hier durchgeführten Faktorenanalyse 6 Faktoren extrahiert, erniedrigen sich die Kommunalitäten, jedoch erscheinen Cadmium, Barium und Zink eng assoziiert und lassen ihre enge geochemische Verwandtschaft erkennen.

Die bestehende Korrelation zwischen Strontium und Eisen ist vermutlich artifiziell. Beide Elemente zeigen starke Konzentrationsschwankungen und keine geregelte Beziehung zu geochemischen oder sedimentologischen Parametern. Die Eisen-Variationen gehen auf Kontamination zurück (s. II-3.5), während die Strontium-Schwankungen auf einer ungenügenden statistischen Absicherung beruhen (s. III-1).

4.2 Clusteranalyse

Eine Klassifikation der Sedimente wird mit Hilfe der Clusteranalyse erreicht, bei der die Proben in drei große Probencluster unterteilt werden. Die Zuordnung der einzelnen Proben zu den verschiedenen Clustern wird aus Tab. VIb im Anhang deutlich. Die Unterteilung der Proben wird aus dem Dendrogramm in Abb. 28 ersichtlich. Ein vierter Probencluster, der durch nur 4 Proben repräsentiert wird und auf analytische Fehler zurückgehende hohe Eisen-Konzentrationen zeigt, wurde nicht weiter berücksichtigt.

Tab. 14 verdeutlicht die die einzelnen Probencluster charakterisierenden Parameter. Charakteristische Parameter sind solche, die stark von den jeweiligen Mittelwerten des Grunddatensatzes abweichen. Das Cluster 1 ist durch hohe Strontium-Präsenz geprägt, wobei die anderen Parameter jedoch eine ausgesprochene Heterogenität aufweisen. Bis auf Strontium weichen die einzelnen Parameter nur geringfügig von den ermittelten Durchschnittswerten des Gesamtdatensatzes ab. Das Cluster 2 dagegen zeigt eine eindeutige Korrelation zwischen schweren Sauerstoffisotopen, geringen Magnesium-Gehalten und geringen prozentualen Anteilen von Coccolithen im Sediment. Diese Clustergruppe kann dem Faktor 4 (geringe Faktorladung für Magnesium und hohe Ladung für $\delta^{18}\text{O}$) in Verbindung mit Faktor 5 (geringe Faktorenladungen für Coccolithen und Kalzium) zugeordnet werden. Sie kennzeichnet Sedimente, die Glazialzeiten zugeordnet werden können. Clustergruppe 3 zeigt die zu Cluster 2 gegenteilige Situation: leichte Isotopenwerte, hohe Magnesium-Konzentrationen und hohe Coccolithenanteile im Sediment. Die diesem Cluster angehörigen Sedimente repräsentieren interglaziale Umweltbedingungen. Durch Cluster 2 und 3 werden 112 von 181 Proben repräsentiert.

Zur Überprüfung der mit Hilfe der Clusteranalyse in Warm- und Kaltzeitablagerungen kategorisierten Sedimentproben wurden die den Clustern 2 und 3 zugeordneten Proben gegen die Zeit aufgetragen (Abb. 29), wobei sich die statistisch definierten Probengruppen gut den durch Vogelsang (1990) und Martinson (1987) definierten Sauerstoffisotopenstadien anpassen.

Tab. 14 Die einzelnen Probencluster charakterisierenden Parameter. Charakteristische Parameter sind solche, die stark von den jeweiligen Mittelwerten des Grunddatensatzes abweichen. (+++) wesentlich höher als der Mittelwert; (++) höher als der Mittelwert; (----) wesentlich geringer als der Mittelwert; (--) geringer als der Mittelwert; (=) dem Mittelwert sehr ähnlich, dabei etwas geringer; (±) dem Mittelwert sehr ähnlich, dabei etwas höher.

Variable	Mean	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
$\delta^{18}\text{O}$	3.89	±	+++	----
$\delta^{13}\text{C}$	0.20	=	-	++
CaO	59.42	±	=	=
SrO	204.00	+++	-	----
FeO	313.80	=	-	=
MgO	302.30	±	----	+++
Cd	1.15	=	-	±
Ba	1.29	-	±	±
Zn	1.10	=	=	=
Coccol.	15.04	±	----	+++

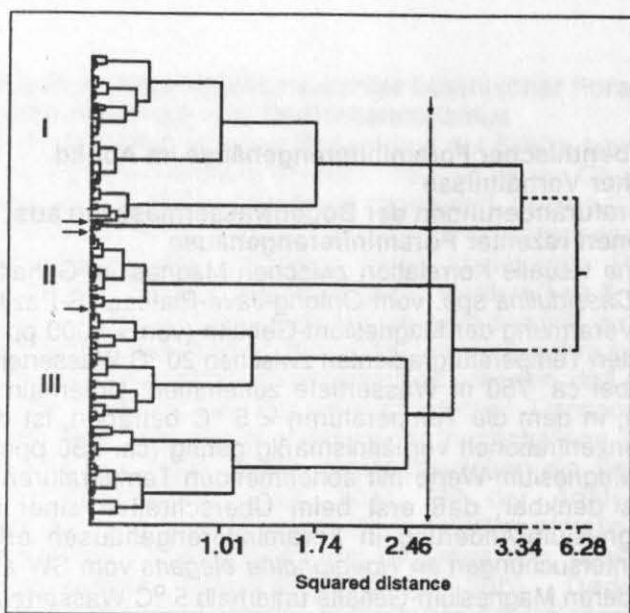


Abb. 28 Das Dendrogramm der Clusteranalyse nach dem Verfahren von Ward (1963) veranschaulicht die Unterteilung der Proben in drei große Probencluster. Die gestrichelte Linie markiert die Position der vorgenommenen Unterteilung.

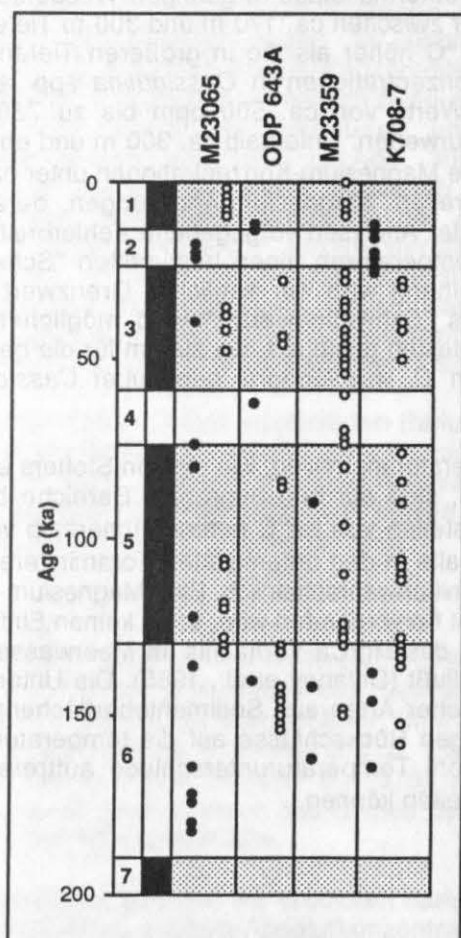


Abb. 29 Mit Hilfe der Clusteranalyse werden die Sedimente der vier untersuchten Tiefseekerne Kalt- und Warmstadien zugeordnet. Clustergruppe 2 (schwarze Punkte) repräsentiert glaziale Umweltbedingungen, Clustergruppe 3 (offene Kreise) zeigt interglaziale Bedingungen an.

IV. Diskussion

1. Der Gehäusechemismus benthischer Foraminiferengehäuse im Abbild rezent-er ozeanographischer Verhältnisse
- 1.1 Rückschlüsse auf Temperaturänderungen der Bodenwassermassen aus Magnesium-Konzentrationen rezent-er Foraminiferengehäuse

Izuka (1988) publiziert erstmalig eine visuelle Korrelation zwischen Magnesium-Gehalten rezent-er benthischer Foraminiferen der Art *Cassidulina* spp. vom Ontong-Java-Plateau (S-Pazifik) und den Wassertemperaturen. Die stärkste Verarmung der Magnesium-Gehalte (von > 5000 ppm auf < 800 ppm MgO) fällt dabei mit dem stärksten Temperaturgradienten zwischen 20 °C Wassertemperatur bei ca. 250 m Wassertiefe und 5 °C bei ca. 750 m Wassertiefe zusammen. Unterhalb von 750 m Wassertiefe, d.h. in einem Bereich, in dem die Temperaturen < 5 °C betragen, ist dagegen die Variationsbreite der Magnesium-Konzentrationen verhältnismäßig gering (ca. 250 ppm MgO) und eine systematische Änderung der Magnesium-Werte mit abnehmenden Temperaturen ist nicht zu erkennen. Demnach erscheint es denkbar, daß erst beim Überschreiten einer bestimmten Temperatur eine signifikante Magnesium-Änderung in Foraminiferengehäusen erfolgt. Diese Beobachtung stimmt mit eigenen Untersuchungen an *Hoeglundina elegans* vom SW-afrikanischen Kontinentalhang überein (Abb. 21), deren Magnesium-Gehalte unterhalb 5 °C Wassertemperatur nur unbedeutend variieren, während oberhalb dieser Temperatur ein signifikanter Magnesium-Anstieg zu verzeichnen ist (Tab. 11).

Im Bereich des Kolbeinsey Rückens wird eine rapide Temperaturerhöhung an den Stationen 13/019-1, 1156-1 und 1157-1, die im Bereich eines Hydrothermalfeldes in geringen Wassertiefen liegen, beobachtet (Abb. 20). Die Wassertemperaturen der zwischen ca. 170 m und 300 m Tiefe liegenden Stationen (1156-1 und 1157-1) sind um ca. 1-3 °C höher als die in größeren Tiefen liegenden Stationen (Abb. 20, Tab. 8). Die Magnesium-Konzentrationen in *Cassidulina* spp. an den drei beschriebenen Stationen zeigen die höchsten Werte von ca. 500 ppm bis zu 730 ppm und korrelieren mit sukzessive ansteigenden Temperaturwerten. Unterhalb ca. 300 m und entsprechend unterhalb von Temperaturen von ca. 1 °C liegen die Magnesium-Konzentrationen unter ca. 500 ppm und sind nicht zu den Wassertemperaturen korreliert. Magnesium-Änderungen, deren Beträge größer sind als die durch die Reproduzierbarkeit der Analysen vorgegebene Fehlerbreite, ergeben sich anscheinend erst, wenn die Bodenwassertemperaturen einen bestimmten "Schwellenwert" überschreiten. Am SW-afrikanischen Kontinentalhang wird ein ähnlicher Grenzwert derselben Größenordnung beobachtet. Die Dimension des "Schwellenwertes" wird möglicherweise von taxonomischen Unterschieden, Vital- und Habitateffekten gesteuert, die zudem für die beobachteten generell höheren Magnesium-Konzentrationen in *C. wuellerstorfi* gegenüber *Cassidulina* spp. verantwortlich gemacht werden können.

Durch hydrothermale Prozesse entstehende Temperaturanomalien, wie sie von Stoffers et al. (1989) für dieses Hydrothermalfeld beschrieben wurden, sind auf eng begrenzte Bereiche beschränkt. Temperaturen direkt an hydrothermalen Austrittsstellen von 89°C nehmen innerhalb von 1 m auf 2.5°C ab. Eine Beeinflussung der Magnesium-Gehalte in den untersuchten Foraminiferengehäusen durch derartige Temperaturanomalien erscheint damit unwahrscheinlich. Eine Magnesium-Verarmung des Meerwassers, die durch hydrothermale Tätigkeit hervorgerufen wird, sollte keinen Einfluß auf den Gehäusechemismus von Foraminiferen haben, da das Mg/Ca-Verhältnis im Meerwasser nicht das Mg/Ca-Verhältnis in Foraminiferengehäusen beeinflusst (Delaney et al., 1985). Die Untersuchungen an Foraminiferengehäusen verschiedener benthischer Arten aus Sedimentoberflächenproben des Europäischen Nordmeeres lassen keine eindeutigen Rückschlüsse auf die temperaturgesteuerte Kalzium-Substitution durch Magnesium zu, obwohl Temperaturunterschiede auftreten, die den postulierten "Schwellenwert" von ca. 5 °C überschreiten können.

1.2 Barium-Konzentrationen rezenter benthischer Foraminiferengehäuse: Indikation für Nährstoffgehalte und Hydrothermalismus

Nach Lea & Boyle (1989) stimmen Barium und der Silikat- bzw. Alkalinitätsanteil im Meerwasser in ihrem geochemischen Verhalten überein. Sie sind in den Oberflächenwassermassen abgereichert und werden in tieferen Meeresbereichen regeneriert. Leichte Divergenzen in den Tiefenprofilen von Alkalinität, Silikat und Barium sind auf verschiedene Transportprozesse zurückzuführen. Barium wird aus den Oberflächenwassermassen durch absinkende Partikel in tiefere Meeresbereiche transportiert, die dort bzw. im Sediment gelöst werden (Lea & Boyle, 1989). Die Alkalinität und der Silikatgehalt in den Oberflächenwassermassen wird dadurch verändert, daß marine Organismen dem Meerwasser Kalzium bzw. Silikat entziehen, um daraus ihre kalzitischen und opalinen Skelette zu bauen (Broecker & Peng, 1982). Es ist jedoch zu erwarten, daß die gelösten Bestandteile Barium und Silikat sowie die Alkalinität trotz der unterschiedlichen Transportprozesse globale Übereinstimmung zeigen, die auf die überprägende Wirkung der thermohalinen Zirkulation zurückzuführen ist (Lea & Boyle, 1990). Lea & Boyle (1989) veranschaulichen die Beziehung zwischen Barium und der Alkalinität in Meerwasser (Abb. 30a). Mit der Analyse von Barium in benthischen Foraminiferengehäusen konnten Lea & Boyle (1989) erstmalig zeigen, daß die Ba/Ca-Verhältnisse von *C. wuellerstorfi*, *C. kullenbergi* und *Uvigerina* spp. positiv zu den Barium-Gehalten in den Bodenwassermassen korrelieren (Abb. 30b). Dadurch wird über die Barium-Konzentrationsänderungen fossiler benthischer Foraminiferengehäuse die Rekonstruktion der Paläo-Zirkulation von Bodenwassermassen ermöglicht.

Für Barium und Silikat läßt sich ebenfalls ein linearer Zusammenhang in Bodenwassermassen des Atlantiks zeigen (Abb. 30c). Die Barium-Daten sind von Lea & Boyle (1989). Die Silikatgehalte wurden den Datensätzen der GEOSECS-Stationen entnommen, die den Beprobungsstationen der Foraminiferen am nächsten liegen. In Hinblick auf die von Lea & Boyle (1989) gezeigte Übereinstimmung zwischen Barium-Konzentrationen in benthischen Foraminiferengehäusen und Barium-Gehalten in Bodenwassermassen sollte demnach ebenfalls eine Beziehung zwischen Barium in benthischen Foraminiferengehäusen und den Silikatkonzentrationen der jeweiligen Bodenwassermassen bestehen. In Abb. 30d wurden die Ba/Ca-Verhältnisse benthischer Foraminiferen aus verschiedenen Bereichen des Atlantiks (Lea & Boyle, 1989) gegen die entsprechenden Silikatkonzentrationen der Bodenwassermassen aufgetragen. Die lineare Beziehung zwischen Barium in Foraminiferengehäusen und Silikatgehalten in den jeweiligen Wassermassen, in denen die Foraminiferen siedeln, wird für unterschiedliche Teilbereiche des Atlantiks (Nordatlantik, Südatlantik, äquatorialer Atlantik) offensichtlich. Abweichungen von der linearen Beziehung können auf Bioturbationseffekte, analytische Ungenauigkeiten, aber auch auf "Unzulänglichkeiten" bestimmter Foraminiferen als Barium-Informationsträger zurückgehen.

Die im Rahmen dieser Arbeit analysierten Barium-"Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferengehäusen (*C. wuellerstorfi*, *Cassidulina* spp. und *H. elegans*) aus unterschiedlichen Wassertiefen (ca. 150-3500 m) und Meeresgebieten (Guinea Becken, Isländische See, Grönländische See, Norwegische See) lassen den Vergleich von Trends zu, aber quantitative Unterschiede können nicht aufgezeigt werden.

Guinea Becken

Im Guinea Becken (Südatlantik) variieren die Silikat- und Alkalinitätswerte geringfügig (Tab. 11) und sind im Vergleich zu den entsprechenden Tiefenbereichen pazifischer Stationen gering. Dort sind die Silikatgradienten wesentlich ausgeprägter: Im Pazifik liegen die Silikatwerte für ein vergleichbares Tiefenintervall zwischen ca. 5 $\mu\text{mol/kg}$ und ca. 150 $\mu\text{mol/kg}$ vor, während sie im Südatlantik nur um ca. $30 \pm 10 \mu\text{mol/kg}$ variieren (Boyle et al., 1976). Ein fehlender signifikanter Gradient in den Barium-"Peak/background"-Verhältnissen des Guinea Beckens erklärt sich vermutlich durch die zu geringen Änderungen der Nährstoffgehalte.

Unter der Annahme, daß sich die absoluten Barium-Konzentrationen von *Hoeglundina elegans* nicht von den publizierten Barium-Absolutkonzentrationen (Lea & Boyle, 1989) anderer benthischer Foraminiferenarten (*C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* spp.) aus dem Südatlantik unterscheiden, ergibt sich für das mittlere "Peak/background"-Verhältnis von 1.07 von *Hoeglundina elegans* bei ca. 30 $\mu\text{mol/kg}$ SiO_3 eine absolute Barium-Konzentration von durchschnittlich 2.1 $\mu\text{mol/mol}$ Ba/Ca (Abb. 30d, großer gerasterter Punkt). Diese "Kalibrierung" ist nur als größenordnungsmäßige Einordnung der "Peak/background"-Verhältnisse zu werten.

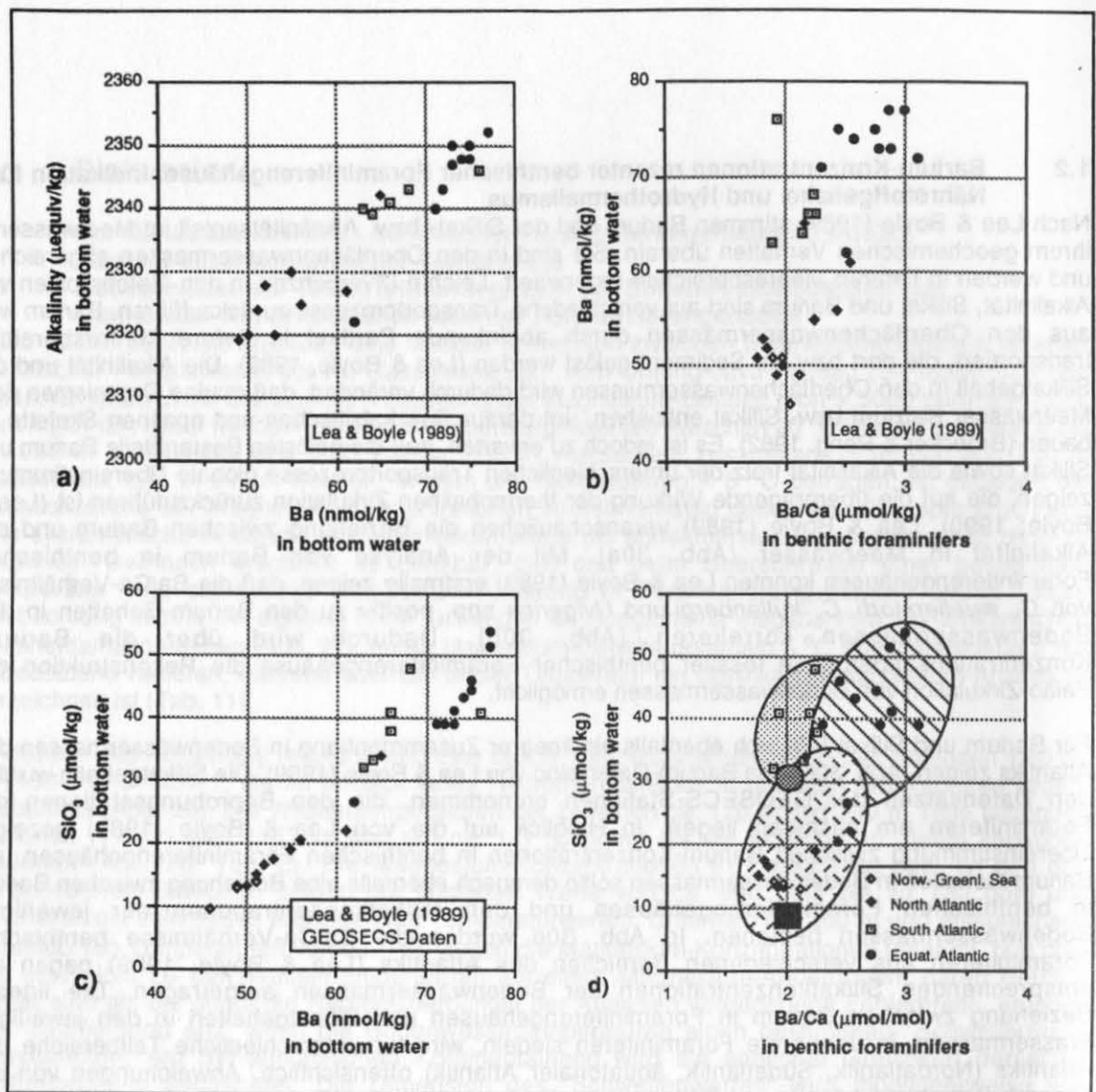


Abb. 30 Geochemische Beziehungen zwischen Nährstoffgehalten im Bodenwasser, Barium-Konzentrationen im Bodenwasser und Barium-Gehalten in benthischen Foraminiferengehäusen.

Abb. 30a zeigt die positive Korrelation zwischen der Alkalinität von Bodenwassermassen und den Barium-Gehalten derselben Wassermassen. Die Daten stammen aus Lea & Boyle (1989), wobei nur die Atlantik-Daten gezeigt werden, aufgeteilt in Südatlantik, äquatorialer Atlantik, Nordatlantik und Europäisches Nordmeer (s. Legende Abb. 30d).

Abb. 30b zeigt den in Lea & Boyle (1989) veröffentlichten Zusammenhang zwischen den Barium-Gehalten in Bodenwassermassen und den Barium-Konzentrationen in benthischen Foraminiferengehäusen. Es werden nur atlantische Daten gezeigt.

Abb. 30c zeigt die Korrelation zwischen Silikatgehalten und Barium-Gehalten in Bodenwassermassen. Die Barium-Daten sind aus Lea & Boyle (1989) entnommen. Die Silikat-Werte wurden den Datensätzen der GEOSECS-Station 15, 16, 19, 108 und 109 entnommen.

Abb. 30d zeigt die positive Korrelation zwischen den Barium-Gehalten benthischer Foraminiferengehäuse und den Silikatkonzentrationen entsprechender Bodenwassermassen. Barium-Werte für benthische Foraminiferen stammen aus Lea & Boyle (1989). Silikatwerte siehe Abb. 30c.

Gepunktetes Feld: Südatlantik-Daten; schraffiertes Feld: äquatorialer Atlantik; gestricheltes Feld: Nordatlantik-Daten inkl. Europäisches Nordmeer. Eingezeichnet sind zusätzlich die aktuellen Meßpunkte sowie die Barium-Werte benthischer Foraminiferengehäuse aus dem Europäischen Nordmeer (großes schwarzes Viereck) und aus dem Südatlantik (großer dunkler Punkt), die im Rahmen dieser Arbeit erhoben wurden.

Norwegische und Grönländische See

Ein in der Norwegischen und Grönländischen See vorliegender geringer Nährstoffgradient über das untersuchte Tiefenintervall von > 3000 m erklärt ähnlich wie im Guinea Becken die sich nicht signifikant ändernden Barium-"Peak/background"-Verhältnisse. Die Silikatkonzentrationen variieren geringfügig. Oberflächennah betragen die Konzentrationen ca. 0.1-0.6 $\mu\text{mol/kg}$ (GEOSECS Station 15 bzw. Station 16) und nehmen bis auf Werte um ca. 16.0 $\mu\text{mol/kg}$ in 3200 m Wassertiefe zu (GEOSECS Station 19) (Tab. 9, Tab. 10). Alkalinitäten sind im GEOSECS-Datensatz nicht angegeben. Die durchschnittlichen Barium-Konzentrationen benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer betragen nach Lea & Boyle (1989) 2.0 $\mu\text{mol/mol Ba/Ca}$, so daß eine größenordnungsmäßige Einordnung der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten durchschnittlichen "Peak/background"-Verhältnisse von 1.07 bei mittleren Silikatgehalten im Meerwasser von ca. 10.0 $\mu\text{mol/kg SiO}_3$ vorgenommen werden kann (Abb. 30d, großes schwarzes Viereck).

Isländische See (Kolbeinsey Rücken)

Vergleicht man die verschiedenen Tiefenprofile aus dem Guinea Becken und dem Europäischen Nordmeer, fällt auf, daß die Barium-"Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferengehäusen aus dem Bereich des Kolbeinsey Rückens wesentlich größere Schwankungen aufweisen als die Foraminiferengehäuse aus anderen Gebieten. Die "Peak/background"-Verhältnisse variieren von ca. 1.1 bis 1.4. Möglich erscheint eine Beeinflussung des Gehäusechemismus durch meereschemische Anomalien, wie sie im Bereich mittelozeanischer Rücken durch hydrothermale Prozesse auftreten können. Rezent Hydrothermalismus ist im Bereich der Insel Kolbeinsey beobachtet worden (Fricke et al., 1989). Nach Edmond et al. (1979) betragen die globalen, auf hydrothermale Prozesse zurückgehende Barium-Flußraten im Weltozean zwischen einem und zwei Drittel der durch Flußfracht angelieferten Bariumgehalte. Geochemische Untersuchungen der Sedimente eines Hydrothermalfeldes südlich der Insel Kolbeinsey, die direkt an den Austritten hydrothermalen Quellen vorkommen, lassen im Vergleich zu den übrigen Kernstationen stark ansteigende Barium-Konzentrationen bis max. 860 ppm erkennen (pers. Mtg. Stüben). Mittlere Barium-Konzentrationen der Oberflächensedimente im Bereich der Rückenachse nördlich der Insel Kolbeinsey betragen noch ca. 500 ppm (pers. Mtg. Lackschewitz). Nach Lackschewitz (1991) sind in Sedimentkernen vom Kolbeinsey Rücken Horizonte erhöhter Barium-Konzentrationen feststellbar, die mit hohen Arsen-Werten korrelieren und auf die Präsenz ausgeprägter hydrothermalen Prozesse deuten.

Inwieweit sich hydrothermale Prozesse im Gehäusechemismus benthischer Foraminiferen widerspiegeln, ist nicht bekannt. Die hohe Variabilität der Barium-"Peak/background"-Verhältnisse in Zusammenhang mit den erhöhten Barium-Gehalten im Sediment werden als Hinweise auf eine derartige Beeinflussung gewertet. Ein Vergleich zu Lithium unterstreicht diese Vermutung. Nach Edmond et al. (1979), Holland (1978) und Stoffyn-Egli & Mackenzie (1984) stellt die hydrothermale Aktivität im Bereich mittelozeanischer Rücken eine primäre Quelle für Barium und Lithium dar. Der globale Flußfrachtanteil von Lithium wird dabei um das fünf- bis zehnfache übertroffen, der von Barium zwischen einem und zwei Drittel (Edmond et al., 1979). Hälterungsversuche mit planktischen Foraminiferen dokumentieren, daß das Lithium/Kalzium-Verhältnis in den Foraminiferengehäusen eine Funktion der Lithium-Konzentration der Hälterungslösung ist (Delaney et al., 1985). Die sich im Laufe geologischer Zeiträume aufgrund wechselnder hydrothermalen Aktivität stark ändernde ozeanische Lithium-Konzentration sollte demnach im Gehäusechemismus von Foraminiferen reflektiert werden. Für Barium sind derartige bisher Versuche nicht durchgeführt worden, jedoch werden die stark schwankenden Barium-Gehalte in Foraminiferengehäusen als Folge hydrothermalen Prozesse interpretiert.

2. Die thermale Entwicklung der Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer und nordöstlichen Nordatlantik während der letzten 180.000 Jahre

Beim Vergleich rezenter und fossiler Foraminiferengehäuse wird ein offensichtlicher Widerspruch bei der Kalzium-Substitution durch Magnesium deutlich. Während die Element/Kalzium-Verhältnisse von Foraminiferengehäusen aus Sedimentoberflächenproben oft keine eindeutige Korrelation zu Wassertemperaturen bzw. $\delta^{18}\text{O}$ -Daten zeigen (siehe auch Savin & Douglas, 1973 für Mg/Ca; Bender et al., 1975 für Sr/Ca, Mg/Ca und Na/Ca), wird durch Untersuchungen an langen Sedimentkernen aus

dem Europäischen Nordmeer deutlich, daß die drastischen klimatischen Wechsel zwischen Glazial- und Interglazialzeiten einen dominierenden Steuerungsmechanismus für den Magnesium-Einbau in planktischen Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) darstellen (siehe auch Savin & Douglas, 1973 für Mg/Ca; Cronblad & Malmgren, 1981 für Sr/Ca und Mg/Ca). Habitat- und Vitaleffekte sowie taxonomische Unterschiede können die Beziehungen zwischen Haupt- und Spurenelementen in Foraminiferen und physikalischen Umweltparametern (z.B. Wassertemperatur) beeinflussen und auch überprägen (Blackmon & Todd, 1959; Yusuf, 1980). Diese Effekte können aufgrund des meist unzureichenden Wissens über die Lebensweisen und taxonomischen Beziehungen der untersuchten Foraminiferen oft nicht ausgeschlossen werden.

Die Sauerstoffisotopen-Analyse ist für die ozeanographische Rekonstruktion eines Meeresbeckens von besonderer Bedeutung. Sie wird jedoch erheblich von Änderungen des globalen Eisvolumens und von Temperatur- und Salinitätsschwankungen beeinflusst, die durch großräumige Abschmelzphasen von Eisschilden hervorgerufen werden und deren Abschätzung Probleme aufwirft. Inwieweit die Magnesium-Konzentrationen in planktischen Foraminiferen ein durch Salinitätsänderungen "unverfälschtes" Temperatur-Signal geben und dadurch zur stratigraphischen Ergänzung zu den Isotopensignalen, zur Eingrenzung des Salinitätseffektes und zur Bereitstellung eines "Paläothermometers" herangezogen werden können, wird im Folgenden diskutiert. Kenntnisse über die Anwendbarkeit von *N. pachyderma* sin. als Magnesium-"Informationsträger" liegen bislang nicht vor.

2.1 Der Einfluß von Salinitätsschwankungen auf die Magnesium-Gehalte von Foraminiferengehäusen

Die Übereinstimmung der Magnesium- und $\delta^{18}\text{O}$ -Signale in fossilen Foraminiferengehäusen (s. III-3) läßt zunächst eine gleichartige Steuerung dieser Parameter vermuten. Offensichtliche Abweichungen der Magnesium-Kurven von den Sauerstoffisotopenkurven vor allem während der Sauerstoffisotopen-Stadien 3 und 5 machen jedoch spezifische Unterschiede sichtbar, die für die Interpretation von Bedeutung sind. Anhand der folgenden Überlegungen und Untersuchungen wird gezeigt, daß die das Sauerstoffisotopensignal beeinflussenden Salinitätsänderungen im Oberflächenwasser keinen Einfluß auf die Kalzium-Substitution durch Magnesium in *N. pachyderma* sin. haben. Auf dieser Grundlage ergibt sich eine Möglichkeit zur Abschätzung und möglicherweise zur Korrektur von Salinitätseffekten bei Sauerstoffisotopensignalen.

1. Magnesium als Hauptbestandteil des Meersalzes hat "konservativen" Charakter, d.h. das Magnesium/Kalzium-Verhältnis ist in den Weltmeeren nahezu konstant (Broecker & Peng, 1982). Zudem variieren die Magnesium-Konzentrationen nicht innerhalb der Wassersäule. Inwieweit dieses geochemische Verhalten für geologische Zeiträume zutrifft, ist schwer abzuschätzen. Durch hydrothermale Aktivität an mittelozeanischen Rücken wird dem Meerwasser Magnesium entzogen, so daß im Laufe der Zeit die Magnesium-Konzentration variieren kann (Edmond et al., 1979). Heutige Konzentrationen müßten aufgrund von Rekonstruktionen der "Sea-floor spreading"-Raten die geringsten Werte während der letzten 500 Millionen Jahre annehmen (Edmond et al., 1979). Unter Berücksichtigung der Verweildauer von Magnesium im Ozean von ca. 14 Millionen Jahren werden jedoch für den vergleichsweise geringen Zeitraum der letzten 180.000 Jahre keine starken Variationen der Magnesium-Konzentrationen im Meerwasser erwartet.
2. Hälterungsversuche mit der planktischen Foraminiferenart *G. sacculifer* bei konstanter Temperatur belegen, daß die Mg/Ca-Verhältnisse in Foraminiferengehäusen von Änderungen der Mg/Ca-Verhältnisse in der Hälterungslösung unbeeinflusst bleiben (Delaney et al., 1985). Ein variierendes Mg/Ca-Verhältnis im Weltozean sollte demnach keinen Einfluß auf die Magnesium-Konzentrationen in Foraminiferen haben.
3. Der Einfluß der Salinität auf die Haupt- und Spurenelementkonzentrationen in Foraminiferengehäusen wird kontrovers diskutiert. Chave (1954) und Wedepohl (1978) halten ihn für gering und vernachlässigbar. Savin & Douglas (1973) können ebenfalls keine Beziehung zwischen der Salinität und dem Magnesium-Gehalt planktischer Foraminiferen beobachten. Untersuchungen an Foraminiferengehäusen aus Sedimenten des Roten Meeres lassen aber erkennen, daß neben der Temperatur auch die Salinität die Magnesium-Konzentrationen positiv beeinflussen können, sich bei gegenläufiger Wirkungsweise auch neutralisieren können (Yusuf, 1980). Unter wechselnden euhalinen bis hyperhalinen Bedingungen hat die Salinität einen

dominierenden Einfluß auf die Strontium- und Magnesium-Gehalte, der den Einfluß der Temperatur übersteigt (Yusuf, 1980). In hohen nördlichen Breiten sind die rekonstruierten Salinitätsgradienten während der Glazial/Interglazialwechsel wesentlich geringer (± 1 PSU nach Vogelsang, 1990) als die von Yusuf (1980) im Roten Meer beschriebenen Gradienten von bis zu 10 PSU. Es wird daher davon ausgegangen, daß dieser geringe Gradient keine Änderungen der Magnesium-Konzentrationen bewirkt und somit die Wassertemperatur der steuernde Faktor ist.

4. Jones & Keigwin (1988) identifizierten in Kern 21295 in 34-36 cm Kernteufe ein Sauerstoffisotopen-Minimum, das sie auf ca. 15.000 J.v.h. (Jahre vor heute) datieren (Abb. 34). Der Abfall im Sauerstoffisotopenverhältnis um ca. 1.1‰ entspräche einer Temperaturerhöhung des Oberflächenwassers um ca. 5°C. Den Autoren zufolge kann ein derartiges Isotopensignal im Bereich der Framstraße nicht allein auf Temperatureffekte zurückgeführt werden, da Mechanismen der Meereisbildung und der Gefrierpunkt von Seewasser eine Temperaturerniedrigung von mehr als 3°C zwischen dem letzten glazialen Maximum und heute unwahrscheinlich machen. Die kurzfristige Änderung zu leichten Sauerstoffisotopen-Werten wird auf die verstärkte Zufuhr von Schmelzwässern zurückgeführt, die die erste, weniger als 500 Jahre dauernde Hauptabschmelzphase des Barentseisschelfes vor ca. 15.000 J.v.h. begleitete (Jones & Keigwin, 1988). Im Falle einer Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ - und Magnesium-Signal wäre für die Isotopenänderung von ca. 1.1‰ aus dem Vergleich zum holozänen Magnesium-Anstieg in Kernen aus der Norwegischen See eine Änderung der Magnesium-Konzentration in *N. pachyderma* sin. um > 100 ppm zu erwarten. Tatsächlich ist jedoch kein signifikantes Magnesium-Signal zu beobachten. Die Änderungen der Magnesium-Konzentration beträgt hier nur ca. 50 ppm (Abb. 35) und kann unter Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Magnesium-Analysen (s. II-3.5) nicht als signifikant angesehen werden. Die Isotopenänderung während der folgenden Termination 1B, die nur ca. 0.8‰ beträgt, ist dagegen durch eine Magnesium-Änderung um ca. 150 ppm gekennzeichnet. Die sich im Sauerstoffisotopensignal deutlich widerspiegelnde Salinitätsreduktion aufgrund eines Schmelzwasserereignisses beeinflusst offensichtlich nicht die Magnesium-Gehalte in *N. pachyderma* sin.. Dadurch sollten durch den direkten Vergleich von Magnesium- und Sauerstoffisotopenkurven Abschmelzereignisse identifiziert werden können.

2.2 Magnesium In planktischen Foraminiferengehäusen als Anzeiger für thermale Änderungen in den Oberflächenwassermassen: Vergleich zu sedimentologischen und Isotopen-geochemischen Parametern

Die jüngste Entwicklung der Erde ist durch ausgeprägte klimatische Veränderungen gekennzeichnet, mit denen gleichzeitig starke Veränderungen in der ozeanischen Zirkulation aufgetreten sind. Kellogg (1975; 1976; 1977) und Kellogg et al. (1978) nehmen für das Europäische Nordmeer eine seit den letzten 450.000 Jahren nahezu vollständige Eisbedeckung an, die eine Tiefwasserproduktion unterband. Den heutigen Verhältnissen entsprechende ozeanographische Bedingungen mit zum Teil eisfreien Meeresgebieten, einem Einstrom atlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer und Tiefwasserproduktion sind ausschließlich auf das letzte Interglazial (vor ca. 125.000 Jahren), um ca. 82.000 Jahren und auf ältere Interglaziale begrenzt (Kellogg, 1980). Eine wesentlich differenziertere ozeanographische Entwicklung wird von Belanger (1982), Gard (1986, 1987, 1988a,b), Labeyrie et al. (1987), Duplessy et al. (1988), Beyer (1988), Henrich et al. (1989), Ramm (1989) und Baumann (1990) angenommen.

Der Vergleich der Magnesium-Variationen innerhalb der planktischen Foraminiferengehäuse (Abb. 31) mit einer umfangreichen sedimentologischen und isotopen-geochemischen Datenbasis (Abb. 32 - Abb. 35) läßt ebenfalls eine wesentlich differenziertere thermale Entwicklung der Oberflächenwassermassen während geologischer Zeiträume deutlich werden. Die durch relative Änderungen der Wassertemperaturen entstehenden Magnesium-Variationen werden möglich durch

- a) eine zeitliche und räumliche Änderung des Einstromes relativ warmer nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer,
- b) den Einstrom nordatlantischer Wassermassen unter einen im Europäischen Nordmeer bestehenden geringsalinen Schmelzwasserdeckel.

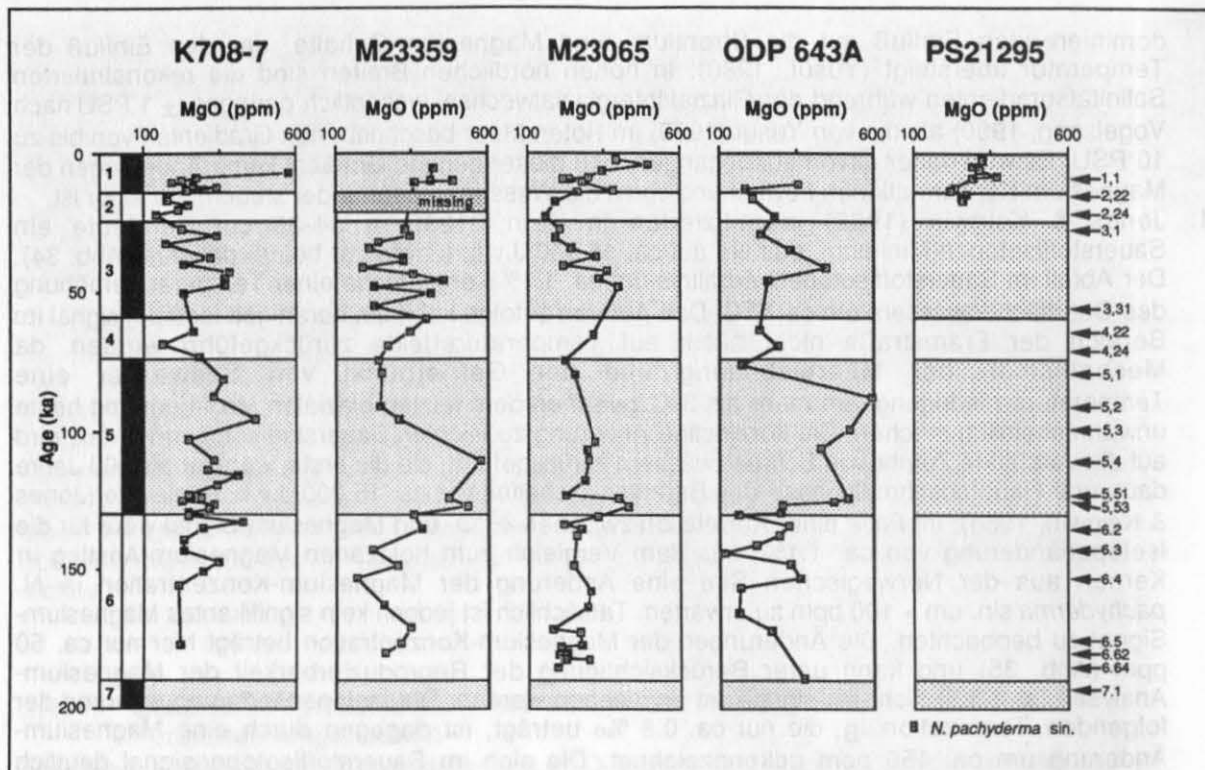


Abb. 31 Variationen der Magnesium-Konzentrationen in Gehäusen von *N. pachyderma sin.* für die letzten ca. 180.000 Jahre. Niedrige Magnesiumkonzentrationen treten in ausgeprägten Glazialzeiten auf. Maximale Konzentrationen sind während des Stadiums 5 und während des Holozäns zu beobachten.

Aufgrund des unterschiedlichen Beprobungsabstandes zeigen die Sedimentkerne aus der Norwegischen See (M23065, ODP 643A, M23359) zum Teil Magnesium-Maxima, die nur in einzelnen Kernen auftreten, in anderen dagegen fehlen (Abb. 31). Da für alle Kerne gute Übereinstimmungen in den sedimentologischen, isotope-geochemischen Parametern und der bislang noch kleinen Magnesium-Datenbasis zu erkennen sind, wurde zur Verdeutlichung der im östlichen Europäischen Nordmeer auftretenden spurenanalytischen Variationen eine vervollständigte "synthetische" Magnesium-Kurve, die aus verschiedenen Magnesium-Einzelkurven gestapelt ("Stacking") wurde, hergestellt (s. II-2.4), die die thermale Entwicklung der Oberflächenwassermassen beschreibt (Abb. 35).

Abb. 35 zeigt jeweils Magnesium-Kurven, die zum einen aus den Kernen M23065 und ODP 643A für den Bereich des Vöring Plateaus (durchgezogene Linie), zum anderen aus den Kernen M23065, ODP 643A und M23359 für das ausgeweitete Gebiet der Norwegischen See gestapelt wurden (gestrichelte Linie). Die "synthetischen" Magnesium-Kurven verdeutlichen die an den einzelnen Kernen aufgezeigten chemischen Variationen: Die glazialen Stadien 2 und 4 sowie Teile des Stadiums 6 zeigen die eindeutig niedrigsten Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma sin.*; Stadien 5, 3 und 1 weisen die höchsten Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma sin.* auf.

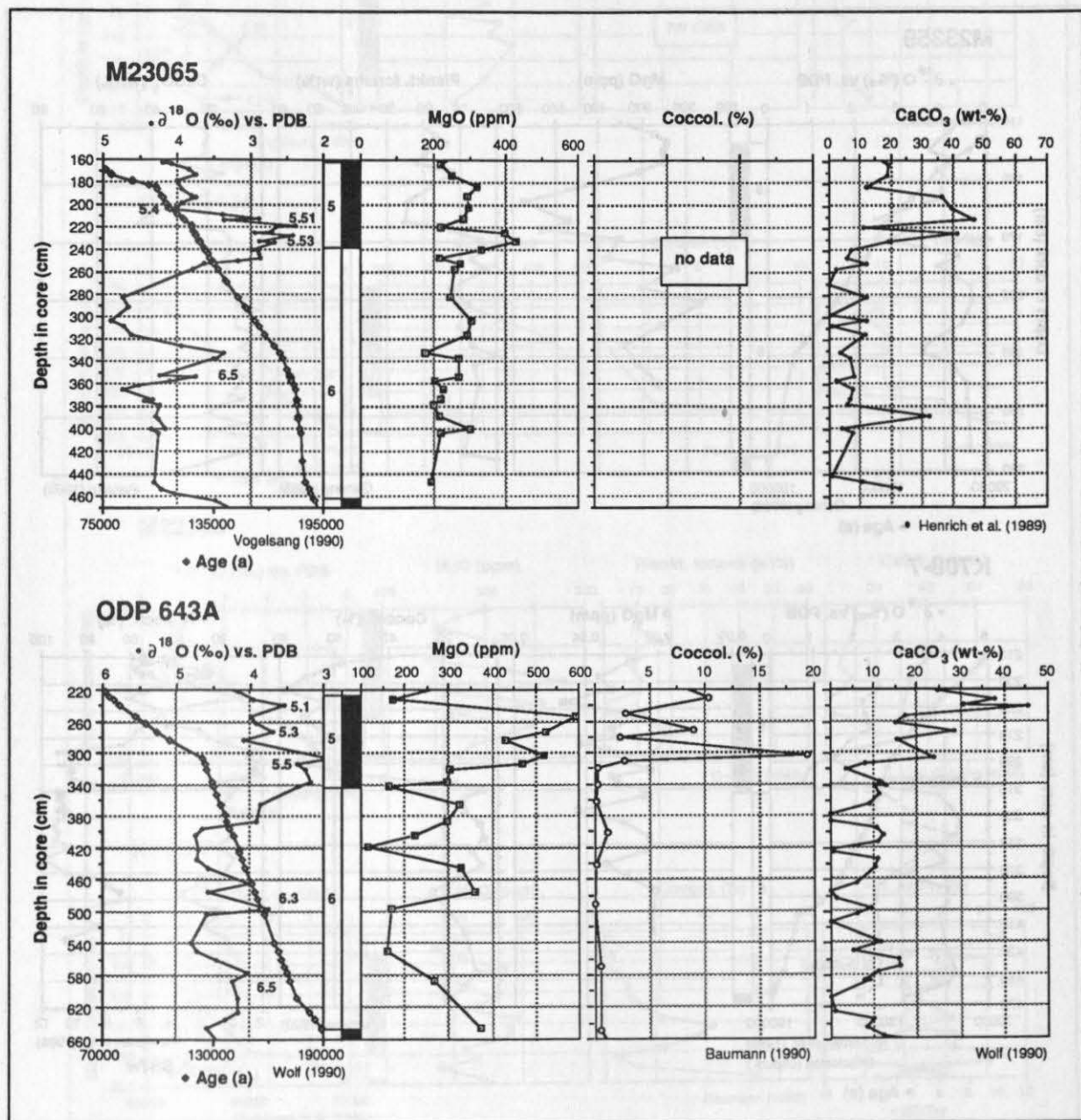


Abb. 32 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. zu isotope-geochemischen und sedimentologischen Parametern für die Sauerstoffisotopen-Stadien 6 und 5. Sauerstoffisotopen-Daten wurden von Ruddiman et al. (1986), Gehring (1989), Vogelsang (1990), Wolf (1990) und Shackleton (unveröffentlicht) erarbeitet. Coccolithen-Daten sind von Baumann (1990). Karbonatwerte und Daten planktischer Foraminiferen sind von Ruddiman et al. (1986), Ruff (1988), Gehring (1989), Henrich et al. (1989) und Wolf (1990). Die Oberflächenwassertemperaturen für Kern K708-7 wurden von Ruddiman et al. (1986) berechnet. Die Alters-Tiefen-Beziehung ist über die Sauerstoffisotopenkurve geplottet.

Abb. 32a) Sedimentkerne M23065 und ODP 643A.

Abb. 32b) Sedimentkerne M23359 und K708-7.

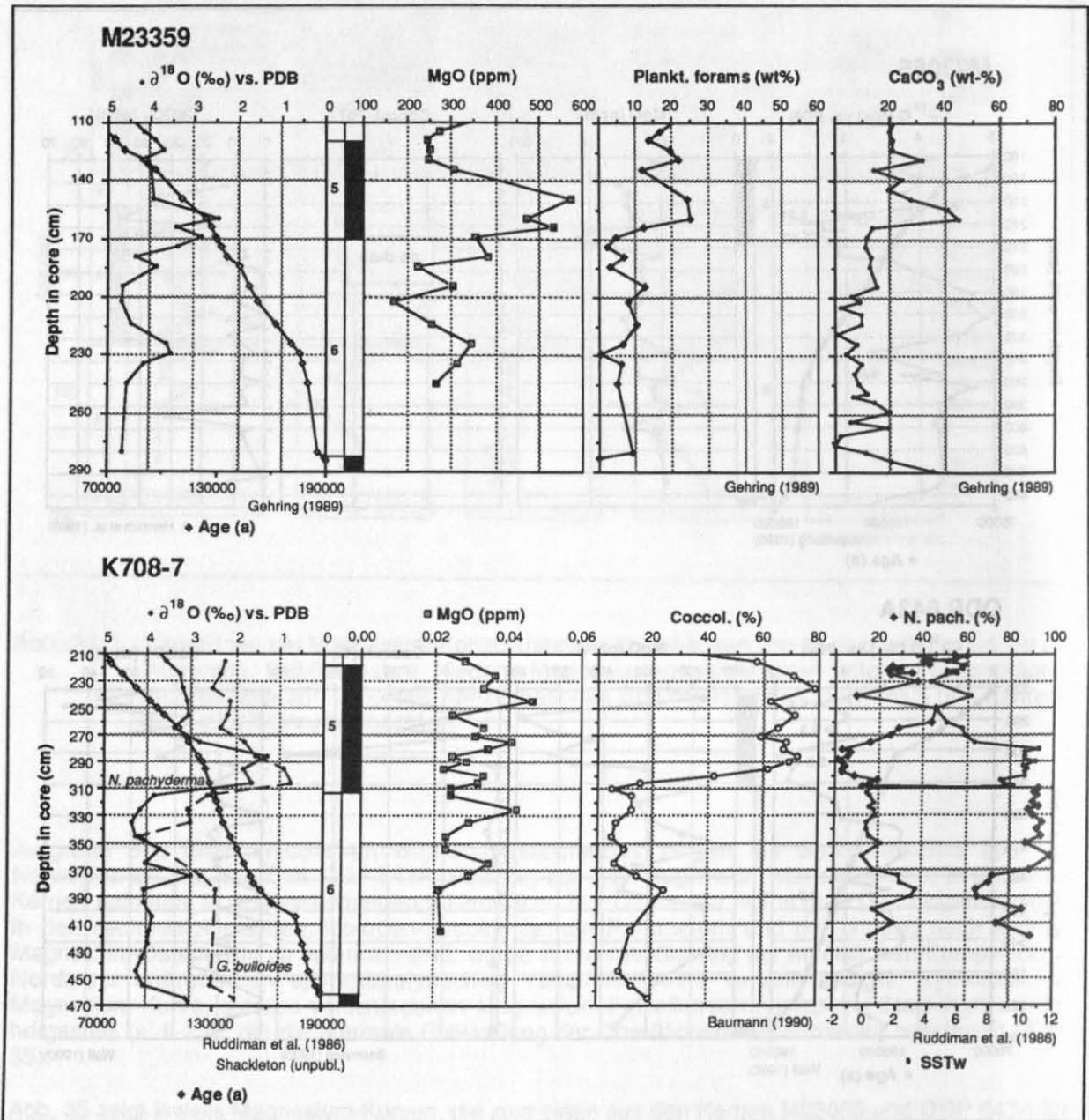


Abb. 32 Fortsetzung

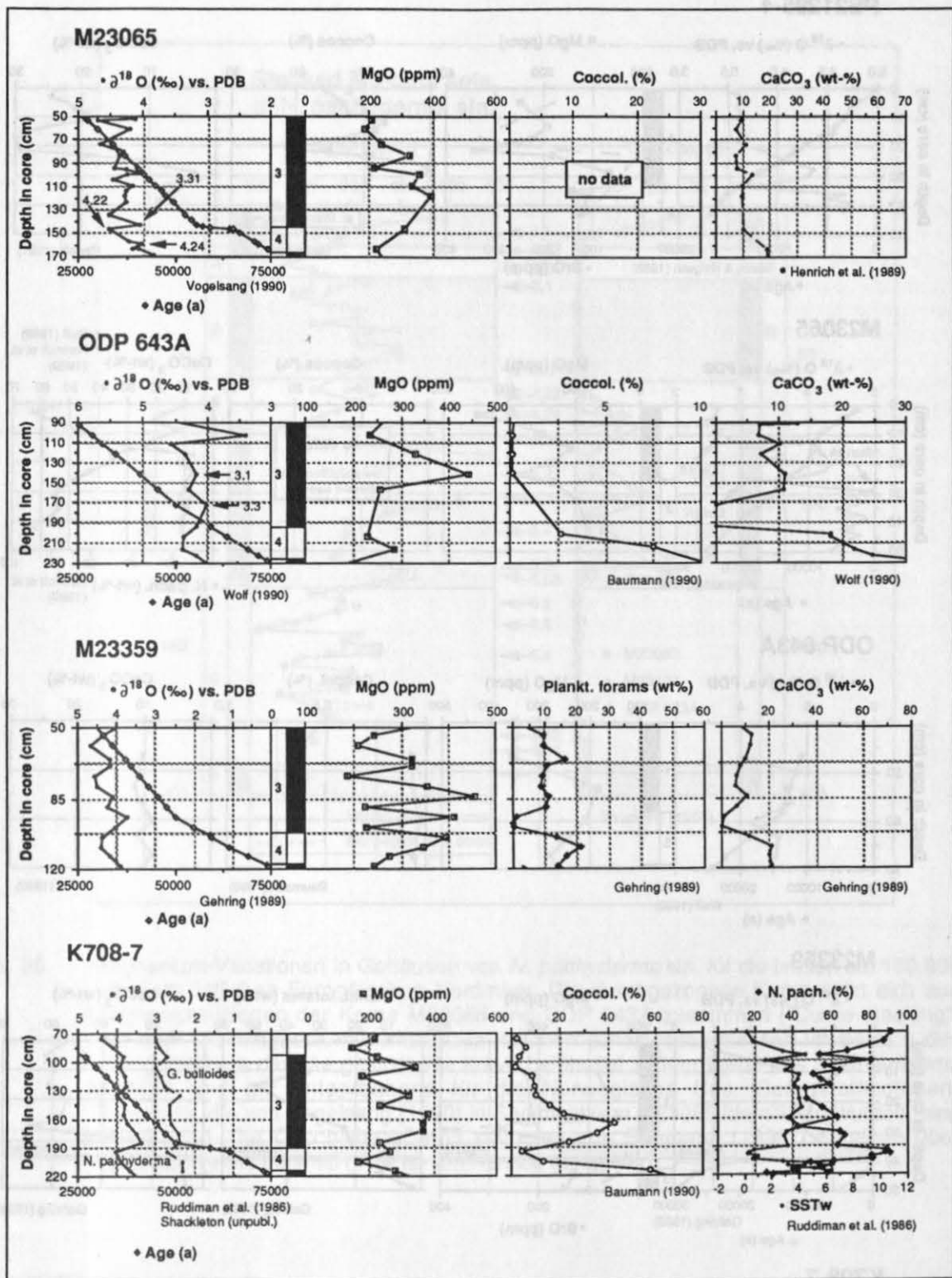
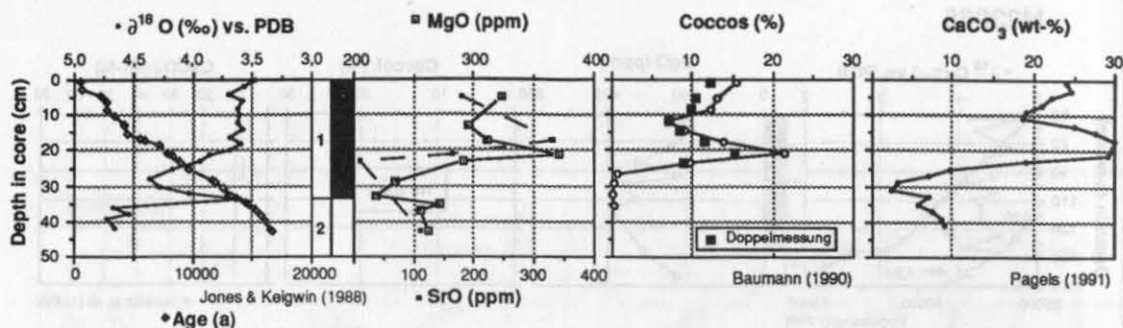


Abb. 33 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. in den Kernen 21295, M23065, ODP 643A, M23359 und K708-7 zu isotopen-geochemischen und sedimentologischen Parametern (s. Abb. 32) für die Sauerstoffisotopen-Stadien 4 und 3.

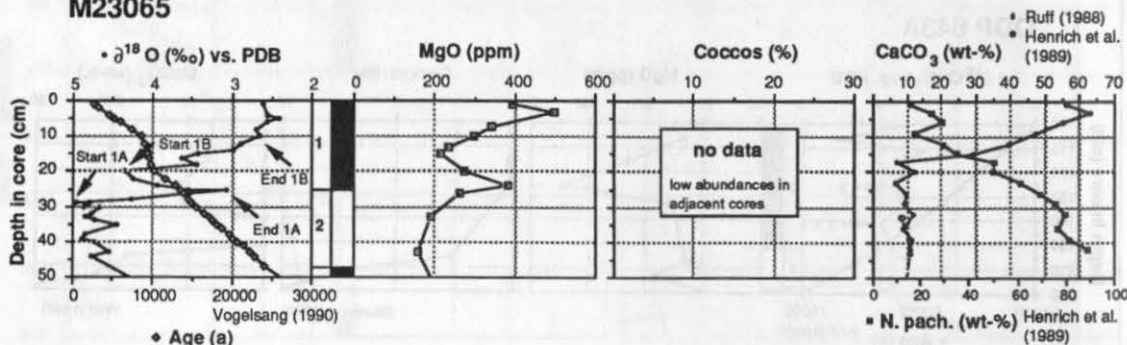
Abb. 34 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. in den Kernen 21295, M23065, ODP 643A, M23359 und K708-7 zu isotopen-geochemischen und sedimentologischen Parametern (s. Abb. 32) für die Sauerstoffisotopen-Stadien 2 und 1. Die Karbonat-Daten für Kern 21295 wurden von Pagels (1991) zur Verfügung gestellt. Sauerstoffisotopen-Daten sind aus Jones & Keigwin (1988).

Nächste Seite

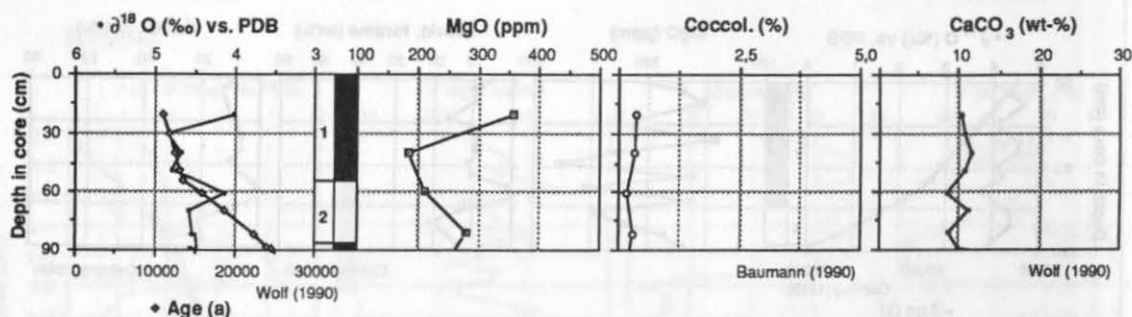
PS21295-4



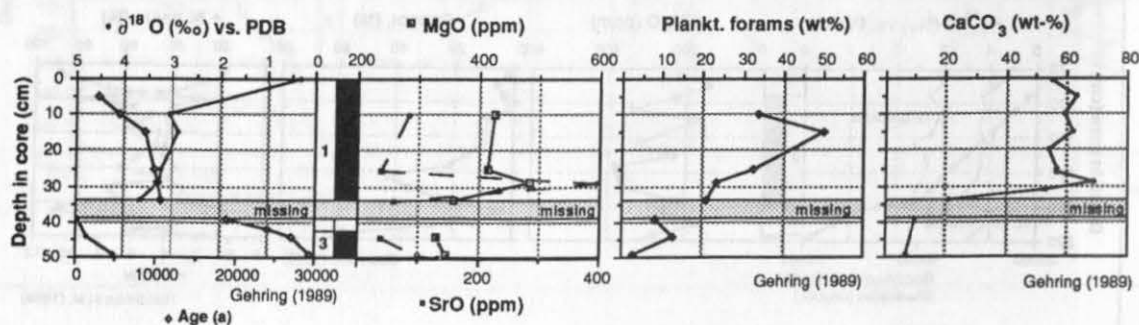
M23065



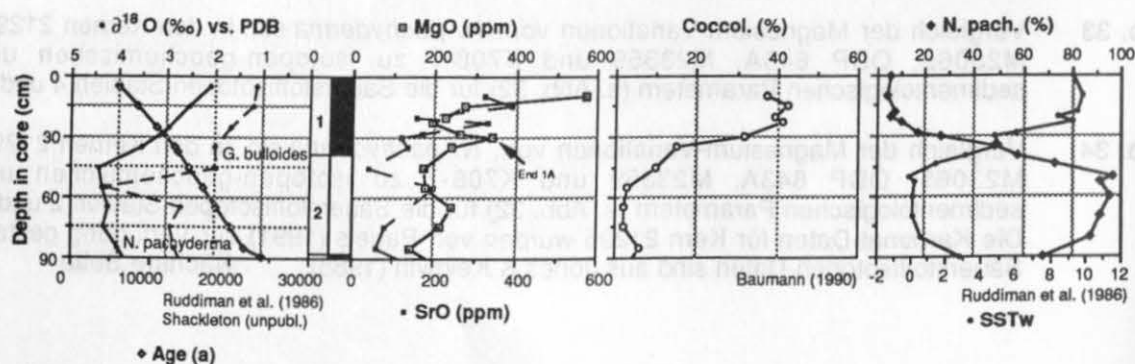
ODP 643A



M23359



K708-7



Die Ergebnisse von Coccolithenuntersuchungen sprechen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Clusteranalyse für überwiegend glaziale Verhältnisse mit saisonaler Eisbedeckung und einem stark reduzierten Einstrom nordatlantischer Wassermassen (Baumann, 1990). Im Europäischen Nordmeer sind die Sedimente des Sauerstoffisotopen-Stadiums 6 nach Gard (1988a,b) und Baumann (1990) durch eine Armut an autochthon abgelagerten Coccolithen gekennzeichnet (Abb. 32). Karbonatgehalte sind generell niedrig (ca. 10-20 Gew.-%) (Gehring, 1989; Henrich et al., 1989; Wolf, 1990) und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen im Allgemeinen bei ca. 4-4.5 ‰ und kennzeichnen "kalte" Verhältnisse in den Oberflächenwassermassen. In Kern K708-7 aus dem nordöstlichen Nordatlantik liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte niedriger und zeigen relativ zum Europäischen Nordmeer höhere Temperaturen an. Eine zeitweilig nordgerichtete Strömung wird aufgrund des Vorhandenseins umgelagerter kretazischer Coccolithen (Baumann, 1990) und Inoceramenprismen (Gehring, 1989), deren Herkunft nur aus der südlich von 60 °N vorkommenden Schreibkreidefazies (Hancock, 1984) erklärt werden kann, angenommen. Daß die dokumentierten nordwärts strömenden Oberflächenwassermassen die Magnesium-Konzentrationen nachhaltig beeinflussten, scheint wahrscheinlich. Während des gesamten Stadiums 6 muß somit mit variablen ozeanographischen Verhältnissen gerechnet werden.

Das im Substadium 6.5 deutlich ausgeprägte $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum in Kern M23065 (Vogelsang, 1990), das ebenfalls in Kern M23359 (Gehring, 1989) ausgebildet ist (Abb. 32), ist im Europäischen Nordmeer weder durch ein eindeutiges Magnesium-Maximum, noch durch zunehmende Coccolithenhäufigkeiten, hohe Karbonatgehalte und ansteigende Anteile planktischer Foraminiferen gekennzeichnet (Abb. 32). In Kern M23359 läßt sich zwar ein geringer Anstieg der Magnesium-Konzentrationen beobachten, der jedoch aufgrund der starken Schwankungsbreite der Magnesium-Werte innerhalb des Stadiums 6 als nicht signifikant interpretiert wird. Ein fehlender, signifikanter Magnesium-Anstieg deutet - bei der oben diskutierten berechtigten Annahme einer rein Temperatur-gesteuerten Kalzium-Substitution durch Magnesium - auf ein $\delta^{18}\text{O}$ -Signal, das auf Schmelzwassereinfluß zurückgeht. Diese Interpretation erfolgt in Übereinstimmung mit Vogelsang (1990), die die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von -0.35‰ bis -0.15‰ im Europäischen Nordmeer während des Substadiums 6.5 unter Berücksichtigung der ungewöhnlich hohen "scheinbaren" Temperaturen als Hinweis auf eine extrem schlechte Belüftung der Oberflächenwassermassen aufgrund eines starken Schmelzwassereintrages für große Bereiche des Europäischen Nordmeeres interpretiert.

Sauerstoffisotopenstadium 5

In allen untersuchten Kernen tritt als auffälliges Sauerstoffisotopen-Signal ein Abfall zu leichteren Werten während des Stadiums 5.5 auf (Abb. 31). Im nordöstlichen Nordatlantik (K708-7) beträgt der Isotopenabfall von Stadium 6 zu 5.5 ca. 3 ‰, im Europäischen Nordmeer nur noch 2-2.5 ‰ (M23065, M23359, ODP 643A). In den Sedimentkernen M23065, ODP 643A und M23359 steigen die Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. zu Beginn des Stadiums 5 deutlich an und verlaufen parallel zum Isotopensignal (Abb. 32, Abb. 33). Im Allgemeinen wird der Übergang von Stadium 6 zu 5 durch drastisch ansteigende Coccolithenhäufigkeiten (Baumann, 1990), Karbonatgehalte (Gehring, 1989; Henrich et al., 1989; Wolf, 1990), Häufigkeiten subpolarer planktischer Foraminiferen (Ruddiman et al., 1986; Gehring, 1989; Henrich et al., 1989) und Oberflächenwassertemperaturen (Vogelsang, 1990; Ruddiman et al., 1986) gekennzeichnet, die jedoch nicht absolut isochron verlaufen.

Der Zeitraum zwischen Substadien 5.4 und 5.1 / 4 wurde bislang als ein Zeitraum mit einheitlichen, intermediären Umweltbedingungen beschrieben (Kellogg, 1976; 1977; Kellogg et al., 1978; Belanger, 1982; Streeter et al., 1982; Ramm, 1988; 1989; Haake & Pflaumann, 1989). Die offensichtlich hohe Variabilität der Magnesiumgehalte widerspricht jedoch dieser Annahme (Abb. 31). Mit den bisherigen Untersuchungen, die Stadium 5.5 als wärmsten Abschnitt innerhalb des Stadiums 5 annehmen, stehen die in den Kernen M23359 und ODP 643 A auftretenden unerklärlich hohen Magnesium-Konzentrationen im Widerspruch, die die Gehalte des Substadiums 5.5 übertreffen. In Kern K708-7 werden im Vergleich zu Stadium 6 nur geringfügig erhöhte Magnesium-Gehalte beobachtet, jedoch ist das gesamte Stadium 5 generell durch ausgeprägte Magnesium-Schwankungen gekennzeichnet.

Belanger (1982) beobachtet hohe Coccolithenhäufigkeiten in der Norwegischen See während des gesamten Stadiums 5. Nach Baumann (1990) und Gard (1986; 1987; 1988a,b) treten während der Substadien 5.4 bis 5.1 und während des Stadiums 4 große Fluktuationen in den Coccolithenhäufigkeiten sowie im Auftreten einzelner Coccolithenarten im Sinne geringer Coccolithenanteile während Substadien 5.4 und 5.2 und ansteigender Coccolithenhäufigkeiten während der Substadien 5.3 und 5.1 / 4 auf (Abb. 35). Diese Beobachtungen korrelieren mit maximalen Magnesium-Konzentrationen von 500-600 ppm während des Substadiums 5.3 und wesentlich niedrigeren Magnesium-Gehalten während der Substadien 5.4 und 5.2 (Abb. 35), in denen zudem eistransportiertes Material auftritt (pers. Mtlg. Henrich). Substadium 5.1 ist im Magnesium-Signal nicht repräsentiert, jedoch eilt ein kurzfristiges Magnesium-Ereignis mit sehr hohen Konzentrationen diesem Substadium voraus.

Belanger (1982) postuliert aufgrund fehlender subpolarer planktischer Foraminiferengemeinschaften eine geringsaline Oberflächenwasserschicht während des gesamten Zeitraumes zwischen Substadium 5.4. und Stadium 4. Signifikante Fluktuationen der Karbonat-, Coccolithen- und Foraminiferendaten (planktisch und benthisch) und demzufolge der "primären" und "sekundären" Produktivität (Begriffe nach Kellogg, 1977) während des Zeitraumes 5.4-5.1 / 4 werden auf eine starke sommerliche Erwärmung der geringsalinen Oberflächenwassermassen zurückgeführt (Belanger, 1982). Gard (1988) und Baumann (1990) postulieren dagegen starke Variationen des Norwegenstromes über den gesamten Zeitraum des Stadiums 5 aufgrund der ausgeprägten Coccolithenvariabilitäten. Die Tatsache, daß Coccolithophoriden gegenüber Salinitätsschwankungen nur wenig tolerant sind (Baumann, 1990), widerspricht der Ausbildung eines Schmelzwasserdeckels über einen langen Zeitraum hinweg. Unter der Annahme, daß *N. pachyderma* sin. im Allgemeinen in tieferen Stockwerken der Wassersäule lebt als Coccolithophoriden, muß das gemeinsame Auftreten hoher Magnesium-Werte und hoher Coccolithenhäufigkeiten im Sinne einer relativ tiefreichenden Erwärmung der oberflächennahen, "normalsalinen" Wassermassen gedeutet werden, die auf einen verstärkten Einstrom nordatlantischer Wassermassen während der Substadien 5.3 und 5.1 zurückzuführen ist. Für die Substadien 5.4 und 5.2 muß, wenn nicht eine völlige Unterbrechung des Einstromes nordatlantischer Wassermassen, so zumindest eine signifikant niedrigere Temperatur dieses Wasserkörpers angenommen werden. Eistransportiertes Material weist während dieser Zeitabschnitte auf die Ausbildung von Eisbergen und Meereis (pers. Mtlg. Henrich).

Sauerstoffisotopenstadien 4 und 3

Die Magnesium-Konzentrationen von *N. pachyderma* sin. zeigen in den untersuchten vier Kernen M23065, ODP 643A, M23359 und K708 gute interne Übereinstimmungen während der Stadien 4 und 3 (Abb. 31). Während des glazialen Stadiums 4 treten im Vergleich zu Stadien 3 und 5 geringe Konzentrationen auf. Während des Stadiums 3 schwanken die Magnesium-Konzentrationen sehr stark. Magnesium-Maxima mit bis zu ca. 500 ppm zeigen ähnliche Konzentrationen wie im Holozän. Diese starke geochemische Variabilität, die auch schon für das Stadium 6 kennzeichnend war, steht im Widerspruch zu den nahezu gradienten-freien sedimentologischen und isotope-geochemischen Parametern (Abb. 33). Stadien 3 und 4 weisen nur geringe Anteile an autochthonen Coccolithen auf (Baumann, 1990). Die Karbonatgehalte schwanken in den untersuchten Sedimentkernen um 10-15% und sind ähnlich gering wie in Stadium 2. Die Sauerstoffisotopen zeigen generell schwere Werte zwischen 4‰ und 4.5‰ und lassen auf nur wenig ausgeprägte Temperaturgradienten schließen (Abb. 33).

Belanger (1982) und Beyer (1988) postulieren während Stadium 3 eine permanente Eisdecke im Europäischen Nordmeer. Während Baumann (1990) und Vogelsang (1990) aufgrund des geringen autochthonen Coccolithenanteils bzw. der gering ausgebildeten Sauerstoffisotopengradienten für Stadium 3 eine durchgehend glaziale Prägung annehmen, deutet die für die Norwegische See aufgestellte Magnesium-Kurve mit ihren signifikanten Konzentrationsänderungen (Abb. 35) auf variabelere Temperaturverhältnisse in den oberflächennahen Wassermassen. Geringe, aber signifikante Änderungen der "sekundären" Produktivität (Belanger, 1982; Henrich et al., 1989) sowie das Auftreten verschiedener dünner Coccolithen-Horizonte (*Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa* spp.),

die sich in vielen Kernen des Europäischen Nordmeeres wiederfinden (Gard, 1988) unterstützen die Hypothese variablerer Zirkulationsmuster während des Stadiums 3, wie sie schon für Stadium 6 beschrieben wurden. Ein fluktuierender Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen, der die Magnesium-Variationen hervorgerufen haben kann, könnte ebenfalls die wechselnden "Produktivitätsereignisse" erklären. Aus welchem Grunde sich diese ozeanographischen Änderungen nicht im Sauerstoffisotopensignal finden, ist fraglich.

Vogelsang (1990) interpretiert ein während des Stadiums 3.3 auftretendes leichtes Sauerstoffisotopensignal in Kombination mit einem gleichzeitig erscheinenden niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältniss als ein durch Salinitätseffekte beeinflusstes Signal, das auf einen starken Schmelzwasser-Eintrag im Bereich der Norwegischen See zurückzuführen ist. Henrich (pers. Mtg.) beschreibt zeitgleich auftretendes eistransportiertes Material in diesem Meeresgebiet, das gehäuft während Eis-Abschmelzphasen zu finden ist. Diese Interpretation steht in Einklang mit der für die Norwegische See aufgestellte Magnesium-Kurve (Abb. 35), die für das Substadium 3.31 niedrige Magnesium-Werte um ca. 200 ppm zeigt und im Gegensatz zu den "scheinbar" hohen Temperaturen auf relativ kühle Temperaturverhältnisse in den Oberflächenwassermassen weist.

Sauerstoffisotopen-Stadien 2 und 1

Der Übergang vom letzten Glazial (Sauerstoffisotopen-Stadium 2) zum heutigen Interglazial (Sauerstoffisotopen-Stadium 1), der nach Broecker & Van Donk (1970) als "Termination I" bezeichnet wird, verlief in bis zu drei Enteisungsphasen, Terminationen I_A, I_B (Duplessy et al., 1981) und I_C (Mix & Ruddiman, 1985), die in zahlreichen Tiefseekernen im Sauerstoffisotopensignal dokumentiert und datiert sind.

Die schrittweise Erwärmung nach dem letzten Glazial ist in Kern M23065 in zwei Stufen (Termination I_A und I_B) beispielhaft dokumentiert (Abb. 34). Auf einen krassen Wechsel von schweren zu leichten Isotopenwerten nach dem letzten Glazial mit einem Isotopenhub von ca. 2 ‰ zwischen 14.900 J.v.h. und 13.600 J.v.h. (Vogelsang, 1990) folgt ein deutlicher Anstieg zu schweren Isotopensignalen, der die klimatische Verschlechterung zur "Jüngeren Dryas" kennzeichnet (Vogelsang, 1990). Diese "Kaltzeit" wird auf 10.700 J.v.h. bis 10.400 J.v.h. datiert (Berglund, 1977; Dansgaard et al., 1989). Anschließend fallen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wieder auf interglaziale Werte und charakterisieren die Termination I_B (ca. 10.500/10.400 J.v.h. bis 9.900/9.400 J.v.h. nach Duplessy et al., 1986; Bard et al., 1987a,b; Broecker et al., 1990; Vogelsang, 1990).

Die im Isotopensignal identifizierte zweiphasige postglaziale Erwärmung in Kern M23065 (Vogelsang, 1990) wird durch einen Anstieg der Magnesium-Konzentrationen in Gehäusen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von glazialen Werten um ca. 200 ppm auf ca. 400 ppm mit Ende der Termination I_A deutlich angezeigt (Abb. 34). Der Anstieg um 200 ppm übersteigt den Fehler, der durch eine Reproduzierbarkeit der Magnesium-Messungen von ca. 50 ppm vorgegeben ist, bei weitem und ist demnach als signifikantes Signal zu werten. Der nachfolgende Abfall auf ca. 200 ppm korreliert mit dem schwerer werdenden Isotopensignal, das die "Jüngere Dryas" kennzeichnet. Nach diesem "Kälteereignis" steigen die Magnesium-Konzentrationen sukzessiv auf ca. 500 ppm und übersteigen damit die maximalen Konzentrationen am Ende von Termination I_A um ca. 100 ppm. Das deutlich ausgeprägte Magnesium-Signal während der Termination I_A ist nicht in Kern 21295 aus der Framstraße zu erkennen, obwohl die Sauerstoffisotopen leichte Werte annehmen. Diese Beobachtungen lassen vermuten, daß die erste Abschmelzphase während der Termination I im Bereich der Framstraße ein rein "salines" Ereignis war und die leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Daten somit auf niedrig temperierte Schmelzwasserzufuhr beruhen. Erhöhte Anteile der Süßwasseralge *Pediastrum* spp. in Kern 21295 während der Termination I_A unterstützen diese Annahme (Matthießen, 1991). Im Bereich des Vöring Plateau muß es sich dagegen um ein "thermales" Ereignis gehandelt haben: Die Schmelzwassermassen haben sich vermutlich aufgrund der in das Europäische Nordmeer einströmenden, relativ warmen nordatlantischen Oberflächenwassermassen schon soweit erwärmt und vermischt, daß deutliche Magnesium- und Sauerstoffisotopen-Signale in den planktischen Foraminiferengehäusen dokumentiert werden und im Gegensatz zum Framstraßen-Kern keine Süßwasseralgen (*Pediastrum* spp.) beobachtet werden können. Die Zunge einströmenden nordatlantischen Wassers reichte demnach zumindest bis in Höhe des Vöring Plateaus, aber noch nicht bis in die Framstraße. Matthießen (1991) stellt aufgrund sich ändernder Dinoflagellatencysten-

Vergesellschaftungen fest, daß um ca. 12.000-13.000 J.v.h. zunehmend wärmere Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer einströmten. Vorren et al. (1988) vermuten, daß bereits vor 13.000 J.v.h. atlantisches Wasser bis in die Barents See strömte. Nach Jansen & Björklund (1985) lag die Arktisfront zu dieser Zeit westlich der Zunge einströmenden nordatlantischen Wassers parallel zum norwegischen Kontinentalhang. Aus den Magnesium/Daten wird ersichtlich, daß nordatlantisches Oberflächenwasser die Framstraße erst während der Termination I_B erreichte.

In Übereinstimmung mit Kern M23065 zeigt der benachbarte Sedimentkern ODP 643A während des Isotopen-Stadiums 1 einen Anstieg der Magnesium-Konzentrationen um ca. 150 ppm, der ebenfalls von einem Wechsel zu leichten Sauerstoffisotopen-Werten begleitet wird (Abb. 34). Eine fehlende Auflösung der postglazialen Erwärmung in Terminations I_A und I_B geht auf einen zu großen Beprobungsabstand zurück. Die postglaziale Erwärmungsphase in Kern M23359 ist ebenfalls durch einen signifikanten Anstieg der Magnesium-Konzentration von ca. 350 ppm auf ca. 500 ppm und gleichzeitig durch einen deutlichen Strontium-"Peak" von 400 ppm gekennzeichnet (Abb. 34). Die in Kern M23065 durch Magnesium detailliert nachgezeichnete postglaziale Erwärmung in zwei Schritten wird in Kern M23359 aufgrund einer stark gestörten bzw. fehlenden Sedimentfolge nicht dokumentiert. Der Magnesium-Anstieg oberhalb des gestörten Bereiches erfolgt jedoch parallel zu einem Sauerstoffisotopenwechsel von schweren zu leichten Werten, einem drastischen Anstieg des Karbonatgehaltes und der Häufigkeitszunahme planktischer Foraminiferen (Abb. 34).

In Kern K708-7 werden Terminations I_A und I_B durch das Magnesium-Signal planktischer Foraminiferen im Gegensatz zum Sauerstoffisotopen-Signal eindeutig nachgezeichnet (Abb. 34): Eine erste Zunahme der Magnesium-Werte um ca. 150 ppm von glazialen Konzentrationen des Stadiums 2 auf ca. 350 ppm charakterisiert Termination I_A. Der folgende Abfall auf ca. 200 ppm mit einem nachfolgenden stetigen Anstieg der Magnesium-Konzentrationen auf über 500 ppm während des Holozäns repräsentiert die "Jüngere Dryas" und Termination I_B. Die fehlende Aufschlüsselung der Termination durch $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ist vermutlich auf die mindere Qualität der Isotopenwerte (für *N. pachyderma* sin.: Ruddiman et al., 1986; für *G. bulloides*: Shackleton, unveröffentlicht) aufgrund der Nicht-Berücksichtigung der Gehäusegröße der untersuchten Foraminiferen (pers. Mtlg. Shackleton) zurückzuführen. In Gehäusen von *N. pachyderma* sin. eines begrenzten Größenbereiches (125-250 μm) wird dagegen die stratigraphisch hochauflösende Anwendbarkeit von Magnesium deutlich. Coccolithenhäufigkeiten (Baumann, 1990) und das Vorkommen von *N. pachyderma* sin. (Ruddiman et al., 1986) zeigen ähnlich wie Kern M23065 eine sukzessive Zunahme bzw. Abnahme der Häufigkeiten, ohne daß eine Untergliederung in Termination I_A und I_B ersichtlich wird. Die Strontium-Werte weisen starke Konzentrationsschwankungen auf, nehmen jedoch im Verlauf der Termination stetig zu und reflektieren ebenfalls die postglaziale Erwärmung.

Magnesium-Variationen an den Terminations I und II

In Kern M23065 wird beispielhaft eine charakteristische Abfolge der geochemischen und sedimentologischen Ereignisse während der Terminations sichtbar: Termination I_A ist durch ansteigende Magnesium-Konzentrationen (bis ca. 300 ppm) bei leichter werdenden Sauerstoffisotopen-Verhältnissen gekennzeichnet, wobei Coccolithen und Karbonat jedoch kein Signal geben. Erst während der Termination I_B nehmen Coccolithenhäufigkeiten und Karbonatgehalte bei gleichzeitig steigenden Magnesium-Konzentrationen (ca. 400-500 ppm) und leichter werdenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in *N. pachyderma* sin. signifikant zu.

Für Termination II ergibt sich eine mit Termination I_A und I_B vergleichbare Situation mit einem ersten deutlichen Maximum der Magnesium-Werte bei Substadium 5.53 (400-500 ppm) zu Beginn der Termination II (Abb. 35), das mit leichten Sauerstoffisotopen-Werten zusammenfällt, und einem nachfolgendem Einsetzen der Coccolithen und ansteigenden Karbonatgehalten bei Substadium 5.51 in Verbindung mit leichten Sauerstoffisotopen-Werten und ebenfalls hohen Magnesium-Werten in *N. pachyderma* sin. (Kerne ODP 643A und M23359) (Abb. 35). Eine Interpretation des Substadiums 5.53 als den Endpunkt eines ersten Schrittes der Termination II wurde bereits von Haake & Pflaumann (1989) aufgrund stabiler Isotope an planktischen und benthischen Foraminiferen sowie anhand der Häufigkeitsverteilung benthischer Foraminiferen vorgeschlagen.

Kellogg (1976; 1977), Kellogg et al. (1978), Belanger (1982), Streeter et al. (1982), Ramm (1988; 1989), Haake & Pflaumann (1989) und Henrich et al. (1989) postulieren einen starken Einstrom relativ warmer atlantischer Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer während des Stadiums 5, der auf einen engen Zeitraum zwischen 125.000 J.v.h. und 115.000 J.v.h. (Stadium 5.5) begrenzt war. Relativ warme Oberflächenwassertemperaturen werden durch die Zusammensetzung der Coccolithengemeinschaft sowie durch Transferfunktions-Temperaturberechnungen (Haake & Pflaumann, 1989) bestätigt. Vogelsang (1990) beschreibt für die ersten Abschmelzphasen während der Stadien 5 und 1 (Termination II_A und I_A) im Bereich der Sedimentkerne M23065 und ODP 643A $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in planktischen Foraminiferen, die auf eine potentiell schlechte bis mäßige Durchlüftung der Oberflächenwassermassen schließen lassen. Eine weit verbreitete Schmelzwasser-Überschichtung in Kombination mit einer ästuarinen Oberflächenzirkulation, die durch einen oberflächennahen Ausstrom aus dem Europäischen Nordmeer und einem kompensierenden Einstrom nordatlantischen Zwischenwassers gekennzeichnet ist, wird für diese Zeiträume angenommen (Haake & Pflaumann, 1989; Vogelsang, 1990). Nach der Termination I_A (Jüngere Dryas) postuliert Vogelsang (1990) einen reduzierten bzw. keinen Einstrom nordatlantischen Wassermassen in Form des Norwegenstromes. Erst ab Substadium 5.51 bzw. ab Substadium 1.1 (ca. 8.600 J.v.h.) etablierte sich das dem heutigen entsprechende vollinterglaziale Zirkulationssystem. Damit liegen für beide Terminationen vergleichbare Verhältnisse vor: Deutliche Magnesium- und Sauerstoffisotopensignale treten schon während der ersten Abschmelzphase (Terminationen II_A, I_A) auf, wobei die Oberflächenwassermassen potential schlecht bis mäßig belüftet waren und ein Schmelzwasserdeckel bestanden hat. Erst während der 2. Abschmelzphase (Terminationen II_B, I_B) erscheint ein deutliches Coccolithen- und Karbonatsignal in Verbindung mit hohen Magnesium- und leichten Sauerstoffisotopen-Werten bei ozeanographischen Verhältnissen, die den heutigen gleichen.

Die schon während des Substadiums 5.53 ("Termination II_A") bzw. am Ende von Termination I_A auftretenden hohen Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. deuten auf relativ erhöhte Wassertemperaturen für den Lebensraum von *N. pachyderma* sin.. Eine "Verfälschung" der thermalen Magnesium-Signale durch Salinitätseffekte, wie sie bei Sauerstoffisotopen auftreten können, kann aus den oben genannten Gründen ausgeschlossen werden. Die leichten Sauerstoffisotopenverhältnisse weisen ebenfalls auf erhöhte Temperaturen (Vogelsang, 1990). Gleichzeitig fehlen aber die gegenüber Salinitätsschwankungen wenig toleranten Coccolithophoriden (Baumann, 1990). Die geringe Karbonatsedimentation (Henrich et al., 1989) und die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* sin., die für eine relativ schlechte Durchlüftung der Oberflächenwassermassen sprechen (Vogelsang, 1990), lassen die Ausbildung eines geringsalinen, kalten und nährstoffarmen Schmelzwasserdeckels erkennen. Basierend auf diesen Beobachtungen postuliert Baumann (1990) einen unter den Schmelzwasserdeckel, für den in Übereinstimmung mit dem Lebensraum von Coccolithen eine Mächtigkeit von ca. 30 m angenommen wird, erfolgten Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen. Eine derartige Situation mit dem Einstrom isotopisch leichteren Wassers wurde bereits von Jansen & Erlenkeuser (1985) für das südliche Europäische Nordmeer angenommen. Eine in den Isotopendaten von Vogelsang (1990) zu sehende Umkehr der Oberflächenzirkulationsmuster während der 1. Phase der Terminationen II und I ist zur Erklärung der vorliegenden Magnesium-Datensätze nicht erforderlich.

Mit Termination I_B bzw. II_B muß sich dann eine Situation ausgebildet haben, die aufgrund der leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, hohen Magnesium-Werte, hohen Coccolithenhäufigkeiten und hohen Karbonatgehalte den vollständig etablierten Einstrom relativ warmer Wassermassen aus dem Nordatlantik anzeigt, wobei der Schmelzwasserdeckel, der noch während der Termination I_A und Stadium 5.53 ("Termination II_A") bestand, vollständig abgebaut war (Jansen et al., 1983; Sejrup et al., 1984; Jansen & Björklund, 1985; Vorren et al., 1988). Erst seit ca. 6000 J.v.h. entwickelte sich eine der heutigen vergleichbare ozeanographische Situation (Ruddiman & McIntyre, 1981; Bard et al., 1987; Jansen & Veum, 1990; Matthießen, 1991).

Zusammenfassend erweist sich die Analyse von Magnesium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. aufgrund der Beobachtungen gerade in Kombination mit Sauerstoffisotopen als potentielles stratigraphisches "Werkzeug", mit dem die hochauflösende Rekonstruktion auch kurzfristiger thermaler Ereignisse in Oberflächenwassermassen hohe Breiten möglich ist.

2.3 Magnesium-Gehalte benthischer Foraminiferengehäuse: Ausdruck sich ändernder Bodenwassermassen?

Abb. 36 zeigt die Magnesium-Variationen innerhalb benthischer Foraminiferengehäuse (*Uvigerina* spp., *O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi*) für drei Sedimentkerne aus dem Europäischen Nordmeer und einem Kern aus dem nordöstlichen Nordatlantik. Systematische Übereinstimmungen der Benthos-Magnesiumkurven zwischen den untersuchten Sedimentkernen sind nicht zu beobachten. Die Magnesium-Gehalte der letzten ca. 180.000 Jahre zeigen Variationen von 600 ppm, sind demnach wesentlich ausgeprägter als bei *N. pachyderma* sin.. Kern M23065 zeigt die geringste Schwankungsbreite, wobei lange Kernabschnitte durch eine Konstanz der Magnesium-Konzentrationen gekennzeichnet sind.

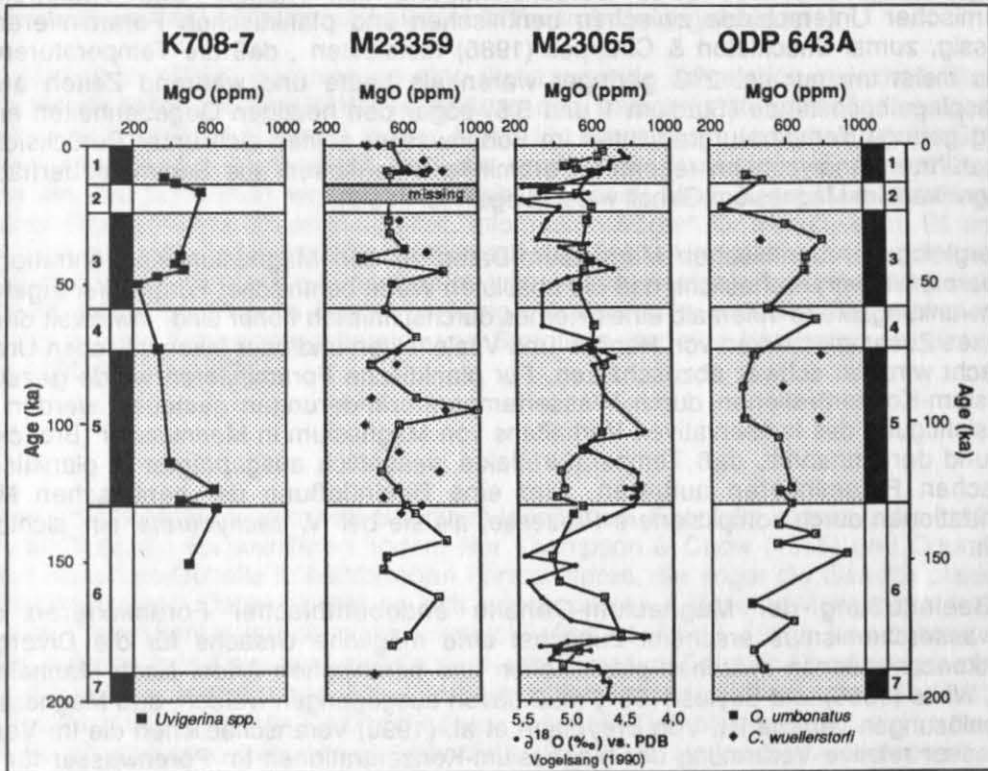


Abb. 36 Magnesium-Variationen in Gehäusen benthischer Foraminiferen (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi* und *Uvigerina* spp.) für die letzten ca. 180.000 Jahre. Glaziale Kernabschnitte, in denen *C. wuellerstorfi* nicht repräsentiert ist, werden mit Hilfe von *O. umbonatus* abgedeckt. Für Kern M23065 ist die aus $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* kombinierte Gesamtbenthos-Sauerstoffsotopenkurve (Vogelsang, 1990) eingetragen.

Vogelsang (1990) zeigt für Kern M23065 eine benthische Sauerstoffsotopenkurve, die aus den Sauerstoffsotopendaten verschiedener benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi*, *O. umbonatus*) nach einer artenspezifischen Korrektur kombiniert wurde, da keine der benthischen Foraminiferenarten durchgehend im Sedimentprofil vorhanden ist. Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um zum Teil mehr als 1‰ treten in Stadium 6, am Übergang von Stadium 6 zu 5 und v.a. an der Termination I auf. Eine entsprechende Temperaturänderung von 4.5°C ist unwahrscheinlich (Vogelsang, 1990). Vogelsang (1990) vermutet deswegen in Übereinstimmung mit Jansen & Veum (1990), daß speziell für die $\delta^{18}\text{O}$ -Änderung von 1‰ während der Termination I eine kurzfristige und episodische Tiefenwasserbildung in Zusammenhang mit einer erheblichen Beimengung isotopisch leichten, kontinentalen Schmelzwassers bei einer gleichzeitigen kurzfristigen Abkühlung der Oberflächenwassermassen (Meereisbildung führt zu einer Erhöhung der Salinität und der Dichte) hervorgerufen worden sein (Jansen & Veum, 1990).

Die Magnesium-Variationen in Kern M23065 stimmen nicht mit der benthischen Sauerstoffisotopenkurve überein. Eine Kopplung der Magnesium-Änderungen an Glazial/Interglazial-Wechsel, wie sie für *N. pachyderma* sin. beschrieben wird, ist nicht zu beobachten. Nimmt man dennoch eine Temperatur-gesteuerte Kalzium-Substitution durch Magnesium bei benthischen Foraminiferenarten an, wie sie von Izuka (1988) postuliert wird, so müßten die beobachteten Magnesium-Konzentrationsänderungen von ca. 600 ppm bei direkter Übertragung der Beziehung zwischen planktischen Magnesium- und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten eine Bodenwassertemperaturänderung von ca. 6°C hervorrufen. Zum Vergleich: Die während der Termination 1A in Kern M23065 beobachtete Magnesium-Änderung von ca. 300 ppm in *N. pachyderma* sin. entspricht einer Änderung der Oberflächenwassertemperaturen von ca. 3°C (Temperaturangabe aus Vogelsang, 1990). Eine derartige Vorgehensweise ohne Berücksichtigung von Habitat- und Vitaleffekten sowie taxonomischer Unterschiede zwischen benthischen und planktischen Foraminiferen erscheint unzulässig, zumal Shackleton & Chappell (1986) feststellten, daß die Temperaturen des tiefen Ozeans meist um nur ca. 2°C geringer waren als heute und während Zeiten ausgeprägter Meeresspiegelhochstände (Stadium 1 und 5.5) sogar den heutigen Gegebenheiten entsprachen. Derartig geringe Temperaturgradienten im Bodenwasser sollten sich unter Berücksichtigung der durchgeführten Analysen an rezenten Foraminiferengehäusen aus Sedimentoberflächenproben nicht signifikant im Magnesium-Gehalt widerspiegeln (s. III-3.2).

Der Vergleich der benthischen Magnesium-Daten zu den Magnesium-Konzentrationen von *N. pachyderma* sin. veranschaulicht, daß die absoluten Werte benthischer Foraminiferengehäuse sowie die Schwankungsbreite innerhalb eines Kernes durchschnittlich höher sind. Inwieweit dies durch ein komplexes Zusammenwirken von Habitat- und Vitaleffekten und/oder taxonomischen Unterschieden verursacht wird, ist schwer abzuschätzen. Für planktische Foraminiferen wurde gezeigt, daß die Magnesium-Konzentrationen durch Wassertemperaturänderungen gesteuert werden. Unter der Berücksichtigung des konservativen Verhaltens von Magnesium in Meerwasser (Broecker & Peng, 1982) und der Annahme, daß Temperatureffekte wesentlich ausgeprägter in planktischen als in benthischen Foraminiferen auftreten, wird eine Beeinflussung der benthischen Magnesium-Konzentrationen durch kompliziertere Prozesse, als sie bei *N. pachyderma* sin. sichtbar werden, deutlich.

Eine Beeinflussung der Magnesium-Gehalte endobenthischer Foraminiferen durch den Porenwasserchemismus erscheint zunächst eine mögliche Ursache für die Divergenzen der Absolutkonzentrationen zwischen planktischen und benthischen Arten. Nach Manheim & Sayles (1974), White (1965) und Sayles (1981) muß davon ausgegangen werden, daß Magnesium generell in Porenlösungen verarmt ist. Von Breymann et al. (1990) veranschaulichten die im Vergleich zum Meerwasser relative Verarmung der Magnesium-Konzentrationen im Porenwasser für die oberen Meter der Sedimentsäule und führen dies auf eine Anbindung von Magnesium an Tonminerale und an Karbonate zurück. Auch an der Grenzfläche zwischen Sediment und Meerwasser ist Magnesium im Porenwasser relativ verarmt (pers. Mtlg. Schlüter). Damit wäre eine relative Anreicherung von Magnesium in benthischen Foraminiferengehäusen möglich, die jedoch ausschließlich an der Gehäuseoberfläche vor sich gehen sollte. Aufgrund der Gehäuse-internen Analyse sollte eine Verfälschung der "ozeanographischen" Magnesium-Signale durch Prozesse im Porenraum der Sedimente ausgeschlossen werden. Die geochemischen Unterschiede zwischen planktischen und benthischen Foraminiferen werden demnach auf artenspezifische Unterschiede zurückgeführt.

An den Sedimentkernen M23359 und ODP 643A wurden verschiedene benthische Foraminiferenarten parallel analysiert, wobei für Kern M23359 gezeigt werden kann, daß sich die Magnesium-Variationen der endobenthischen Art *O. umbonatus* und der epibenthisch lebenden Art *C. wuellerstorfi* trotz der unterschiedlichen Habitate ähneln, wobei die Absolutkonzentrationen aber divergieren (Abb. 26). Die relativ gute Übereinstimmung der geochemischen Signale zwischen den untersuchten endo- und epibenthischen Arten wird ebenfalls im übereinstimmenden Sauerstoffisotopensignal der epibenthischen Art *Uvigerina* spp. und der endobenthischen Art *O. umbonatus* deutlich, die sich nur durch einen konstanten Faktor voneinander unterscheiden (Duplessy et al., 1988). Mögliche Temperaturunterschiede zwischen epi- und endobenthischem Lebensraum sind sehr gering und sollten für den Magnesium-Einbau keine Rolle spielen.

Nach Blackmon & Todd (1959) ändern sich die Magnesium-Konzentrationen innerhalb von Foraminiferenordnungen, jedoch nicht innerhalb der Familien. Trotz der Beschränkung der Elementanalysen auf eine benthische Foraminiferenart bzw. auf Arten, für die eine Übereinstimmung der geochemischen Signale nachgewiesen wurde, zeigen sich keine systematischen Übereinstimmungen zwischen den untersuchten Sedimentkernen. Es scheint, daß taxonomische Unterschiede in komplexer Wechselwirkung mit verschiedensten Mikrohabitaten und möglicherweise zu geringen Gradienten der physikalischen Parameter eine Rekonstruktion der thermalen Verhältnisse der Bodenwassermassen durch Magnesium verhindern.

2.4 Strontium als paläo-thermaler Indikator in Foraminiferengehäusen

Plankton

Cronblad & Malmgren (1981) beschreiben eine überzeugende Korrelation zwischen Strontium-Konzentrationen planktischer Foraminiferengehäuse und paläo-klimatischen Änderungen. Eine derartige Beziehung kann im Rahmen dieser Arbeit für Magnesium, jedoch nicht für Strontium nachgewiesen werden. Es ist denkbar, daß die analysierte planktische Foraminiferenart *N. pachyderma* sin. aufgrund ihrer wechselnden Habitate (pers. Mtg. Köhler) und/oder aufgrund physiologischer Eigenschaften ein ungeeigneter "Informationsträger" für Strontium ist. Es erscheint jedoch plausibler, daß sich die fehlende Korrelation auf statistische Unsicherheiten begründet. Wie in Ill-1 gezeigt wird, wurde Strontium in *N. pachyderma* sin. bei nur wenigen Punktanalysen identifiziert. Die "Trefferquote" liegt bei 13%. In Zusammenhang mit einer sehr variablen Konzentrationshöhe erklärt dies den großen Schwankungsbereich von Strontium, der eine Korrelation zu klimatischen Änderungen nicht erkennen läßt.

Benthos

In benthischen Foraminiferen wurde kein Strontium identifiziert. Ebenfalls konnte Izuka (1988) kein Strontium in benthischen Foraminiferen finden. Nur Thompson & Chow (1955) und Odum (1957) verweisen auf Strontium-Gehalte in benthischen Foraminiferen, die sogar die Gehalte planktischer Foraminiferen übersteigen. Dabei handelt es sich jedoch um nur 4 einzelne Messungen, bei denen der Einfluß von Probenkontamination nicht auszuschließen ist (Dodd, 1967). Lackschewitz (pers. Mtg.) verweist auf eine gute Korrelation der Kalzium- und Strontium-Daten in Oberflächensedimenten und Sedimentkernen der Isländischen See. Die Sedimentkomponenten-Analyse verdeutlicht dabei, daß das im Sediment vorkommende Karbonat nahezu ausschließlich planktischen Ursprunges ist und daher für die Strontium-Konzentrationen eine ebenfalls planktische Herkunft anzunehmen ist.

3. Die Nährstoffsituation der Oberflächenwassermassen im östlichen Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik

3.1 Indikatoren für erhöhte Nährstoffgehalte im Meerwasser

Das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des Gesamt- CO_2 in Meerwasser korreliert mit den Nährstoffgehalten in den entsprechenden Wassermassen (Kroopnick et al., 1972). Diese Tatsache führte zu dem Versuch, aus den $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalten planktischer Foraminiferen auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt des Gesamt- CO_2 zu schließen, um dadurch Hinweise auf mögliches Auftriebsgeschehen und die Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen zu erlangen. Es hat sich jedoch gezeigt, daß eine eindeutige systematische Übereinstimmung zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Daten planktischer Foraminiferen und der Auftriebsintensität nicht besteht (Curry et al., 1983). Nach Keigwin & Boyle (1989) zeigt $\delta^{13}\text{C}$ in *N. pachyderma* sin. bei zunehmenden Nährstoffgehalten in Oberflächenwassermassen keinen Trend zu leichten Werten sowie keine Kovarianz zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Gesamt- CO_2 , so daß $\delta^{13}\text{C}$ als Produktivitätsindikator in Oberflächenwassermassen nur bedingt anwendbar ist.

Keigwin & Boyle (1989) zeigen erstmalig Cadmium-Analysen in *N. pachyderma* sin. und belegen eine Korrelation zwischen den Cd/Ca-Verhältnissen in planktischen Foraminiferengehäusen und den Phosphatgehalten in Oberflächenwassermassen. Dadurch wird eine direkte Rekonstruktion der Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen möglich. Barium-Analysen planktischer Foraminiferen sind erst ansatzweise durchgeführt worden, lassen aber ebenfalls eine Beziehung zu den Nährstoffgehalten der entsprechenden Wassermassen erkennen (Lea & Boyle, 1990b).

Benthische Foraminiferen reflektieren in ihrem Gehäusechemismus den Cadmium- und Barium-Gehalt des Bodenwassers (Boyle, 1981; 1988; Lea & Boyle, 1989; 1990) und damit die Phosphat- und Silikat-bzw. Alkalinitätskonzentrationen der Bodenwassermassen. Mit diesen "Tracern" ergibt sich ein wichtiges methodisches Mittel, um die Bodenwasserzirkulationsmuster nachzuzeichnen. Bisherige Versuche zur Rekonstruktion der Bodenwasserzirkulation basierten zu einem großen Teil auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen in benthischen Foraminiferengehäusen, aus denen auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in Paläo-Ozeanen geschlossen wurde. McCorkle et al. (1990) und Zahn et al. (1986) dokumentieren jedoch offensichtliche Abweichungen zwischen verschiedenen benthischen Foraminiferenarten und den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Bodenwassers. Zusätzlich treten sogar innerhalb einzelner Arten Abweichungen von den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen des Bodenwassers auf. Zahn et al. (1986) führen dies auf Habitats effekte zurück. Porenwasser kann zum Beispiel das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis der Foraminiferengehäuse beeinflussen (McCorkle et al., 1990).

Inwieweit der Porenwasserchemismus Einfluß auf die Cadmium- und Bariumgehalte der Foraminiferengehäuse hat, ist unklar. Nach Daten von Heggie et al. (1986) nimmt der Cadmium-Gehalt in den oberen Zentimetern des Sedimentes zu und ist auf den Zerfall organischen Materials im Sediment zurückzuführen, so daß eine Fokussierung auf epibenthisch lebende Foraminiferen ratsam ist. Eine Einschränkung auf eine bestimmte epibenthische Art ist dagegen nicht erforderlich, da zwischen verschiedenen Arten keine Abweichungen, wie sie bei $\delta^{13}\text{C}$ auftreten, beobachtet werden (Boyle, 1988). Außerdem schwankt der ozeanische Cadmium-Gehalt im Gegensatz zu $\delta^{13}\text{C}$ nicht während ausgeprägter klimatischer Wechsel, so daß Korrekturfaktoren, wie sie für $\delta^{13}\text{C}$ notwendig werden, nicht eingeführt werden müssen (Boyle, 1988).

Durch ein erhöhtes Nährstoffangebot wird das Auftreten marinen Planktons im entscheidenden Maße beeinflußt, so daß Primär- (z.B. Coccolithophoriden, Diatomeen) und Sekundärproduzenten (z.B. planktische Foraminiferen) ebenfalls sich ändernde Nährstoffsituationen widerspiegeln. Die vergleichende Analyse einer Vielfalt von geochemischen und sedimentologischen Parametern (Cadmium und Barium in Foraminiferengehäusen, $\delta^{13}\text{C}$ in Foraminiferengehäusen, Diatomeen, Coccolithophoriden und planktische Foraminiferen) stellt vermutlich die beste Näherung zur Rekonstruktion der Paläoproduktivität eines Meeresbeckens und zur Rekonstruktion der Zirkulationsmuster von Tiefen- und Oberflächenwassermassen dar.

3.2 Mögliche Prozesse zur Steigerung der Wassermassenproduktivität

Verschiedene Prozesse können zu einer erhöhten Produktivität in Oberflächenwassermassen des Europäischen Nordmeeres geführt haben:

1. Eine großräumige Zufuhr kontinentaler Schmelzwassermassen während ausgeprägter Abschmelzphasen verstärkt den Eintrag terrigener Verwitterungsmaterialien erheblich (Thiede et al., 1986) und kann dadurch die Nährstoffgehalte (Phosphat, Silikat, Nitrat) der oberflächennahen Wasserschichten erhöhen und Planktonblüten hervorrufen.
2. Der Einstrom nordatlantischer, relativ warmer und nährstoffreicher Oberflächenwassermassen in die Norwegische See sollte die Nährstoffsituation der oberflächennahen Wasserschichten erheblich verbessern. Baumann (1990) und Gard (1987, 1988) dokumentieren z.B. die signifikante Erhöhung der Coccolithenhäufigkeiten im Sediment während Zeiten eines nordatlantischen Wassermasseneinstromes.
3. Küstennaher Auftrieb kann gelöste Nährstoffe aus tieferen Stockwerken in oberflächennahe Meeresbereiche bringen und dort zu einer hohen Produktivität führen, die sich z.B. in Diatomeenhorizonten bzw. in verkieselten Sedimentlagen, die durch eine erhöhte Produktivität kieseligen Planktons verursacht wird, widerspiegeln (Stabell, 1987; Kassens, 1990).
4. Sakshaug & Holm-Hansen (1984) und Hebbeln & Wefer (1991) führen erhöhte Nährstoffsituationen und Diatomeenblüten auf Prozesse an aufschmelzenden Eisrandlagen mit lokalen Auftriebszellen zurück. Die rezente Diatomeenproduktion und -sedimentation am Eisrand erreicht jedoch nicht den in fossilen Diatomeenhorizonten dokumentierten Umfang (Stabell, 1987) und kann demnach als Erklärung für das Auftreten von Diatomeenhorizonten nur eingeschränkt gelten.
5. Das verstärkte Auftreten von Diatomeen kann in Zusammenhang mit einem erhöhten Anteil gelöster Kieselsäure im Meerwasser, die durch Umwandlung von leichtlöslichem vulkanischem Glas entstanden sein könnte, gesehen werden (dazu s. Kassens, 1990).

3.3 Entwicklung der Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen während der letzten 180.000 Jahre

Semi-quantitative Cadmium- und Barium-Analysen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. aus der Norwegischen See (Kern M23065) lassen im Gegensatz zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Daten (Vogelsang, 1990) keine eindeutige Beziehung zu Glazial/Interglazial-Wechseln erkennen (Abb. 37). In Kernen des nördlichen Nordatlantiks (Keigwin & Boyle, 1989) und des südlichen Indischen Ozeans (Boyle, 1988) werden ebenfalls keine signifikanten Variationen der Cd/Ca-Verhältnisse in *N. pachyderma* sin. mit drastischen klimatischen Änderungen beobachtet und dokumentieren damit, daß die Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen nicht ausschließlich durch Klimaänderungen gesteuert wird.

Die Nährstoffe der Oberflächenwassermassen in der Norwegischen See sind im Vergleich zu südlicheren Meeresgebieten stark abgereichert. Boyle (pers. Mitg.) führte Cadmium-Analysen an fossilen Gehäusen von *N. pachyderma* sin. aus dem Sedimentkern M23065 durch. Die Cadmium-Konzentrationen liegen bei ca. 0.008-0.015 $\mu\text{mol/mol}$ Cd/Ca und zeigen dieselben Konzentrationen wie im Rezenten. Außerdem sind sie vergleichbar mit anderen Lokationen aus dem Europäischen Nordmeer (pers. Mitg. Boyle), aber geringer als im rezenten nördlichen Nordatlantik, wo Cadmium-Konzentrationen bis ca. 0.05 $\mu\text{mol/mol}$ Cd/Ca gemessen wurden (Keigwin & Boyle, 1989). Im südlichen Südatlantik sind die Cadmium-Konzentrationen in *N. pachyderma* sin. dagegen nahezu doppelt so hoch wie im nördlichen Nordatlantik (Keigwin & Boyle, 1989) und steigen im südlichen Indischen Ozean weiter an bis auf ca. 0.04-0.12 $\mu\text{mol/mol}$ Cd/Ca (Boyle, 1988).

Obwohl die Cadmium-Gehalte von *N. pachyderma* sin. in Kern M23065 sehr niedrig sind und nicht an klimatische Änderungen gebunden sind, sind in den untersuchten Sedimentprofilen deutliche Cadmium-Maxima zu erkennen, die auf enge Kernabschnitte begrenzt sind und zeitgleich mit Barium-Maxima auftreten (Abb. 37). Diese relativen Maxima, die sich durch eine statistisch signifikant unterschiedliche Verteilung der "Peak/background"-Einzelmessungen auszeichnen, weisen auf zeitweise erhöhte Cadmium- und damit auch Phosphatgehalte in den Oberflächenwassermassen. Diese Produktivitäts-"Ereignisse" liegen in ihren Absolutwerten von maximal 0.015 $\mu\text{mol/mol}$ Cd/Ca wesentlich unterhalb der Konzentrationen, die im Nordatlantik von Boyle (pers. Mitg.) gemessen wurden. Eine Erklärung der relativ erhöhten Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser durch küstennahen Auftrieb, wie er von Vogelsang (1990) für bestimmte Zeitabschnitte während der letzten 180.000 Jahre postuliert wurde, scheint allein aus diesen Überlegungen unwahrscheinlich und wird im Folgenden diskutiert.

Stadium 6

An schwarze, laminierte Sedimentlagen gebundene Scherfestigkeitsmaxima treten in Kern M23065 (Abb. 37) zu Beginn (Substadium 6.2) und am Ende von Stadium 6 (Substadium 6.6) auf (Kassens, 1990). Kassens (1990) bringt diese für die pelagische Sedimentfolge untypischen Lagen mit anaktualistischen Auftriebsgeschehen am norwegischen Kontinentalhang in Verbindung: Starke Nordwinde bewirken eine kurzfristige Umkehr der anti-ästuarinen Zirkulation im europäischen Nordmeer durch einen verstärkten oberflächennahen Ausstrom von Schmelzwassermassen aus der nördlichen Norwegischen See. Dieser Ausstrom wird durch einströmendes nordatlantisches, salinares und nährstoffreiches Zwischenwasser (NAIW) kompensiert und führt zu küstennahem Auftrieb mit einer hohen Produktivität in den Oberflächenwassermassen (Jansen & Veum, 1990; Vogelsang, 1990). Obwohl der Beprobungsabstand für Kern M23065 zwischen Kassens' (1990) und den vorliegenden Cadmium- und Barium-Datensätzen nicht exakt übereinstimmt und demnach eine direkte Korrelation ausgeschlossen ist, ist offensichtlich, daß die Cadmium- und Barium-Maxima vor allem auch in jüngeren Kernabschnitten auftreten, in denen weder "schwarze Sedimentlagen" noch Scherfestigkeitsmaxima zu beobachten sind (Abb. 37). Dieser Umstand läßt andere ozeanographische Situationen, die zu einer Zunahme der Nährstoffgehalte führen, als küstennahe Auftriebsphasen vermuten, obwohl derartige Prozesse zumindest für das Substadium 6.2 (Vogelsang, 1990) und das Substadium 6.6 (Kassens, 1990) aufgrund der vorliegenden Element-Datenbasis nicht ausgeschlossen werden können.

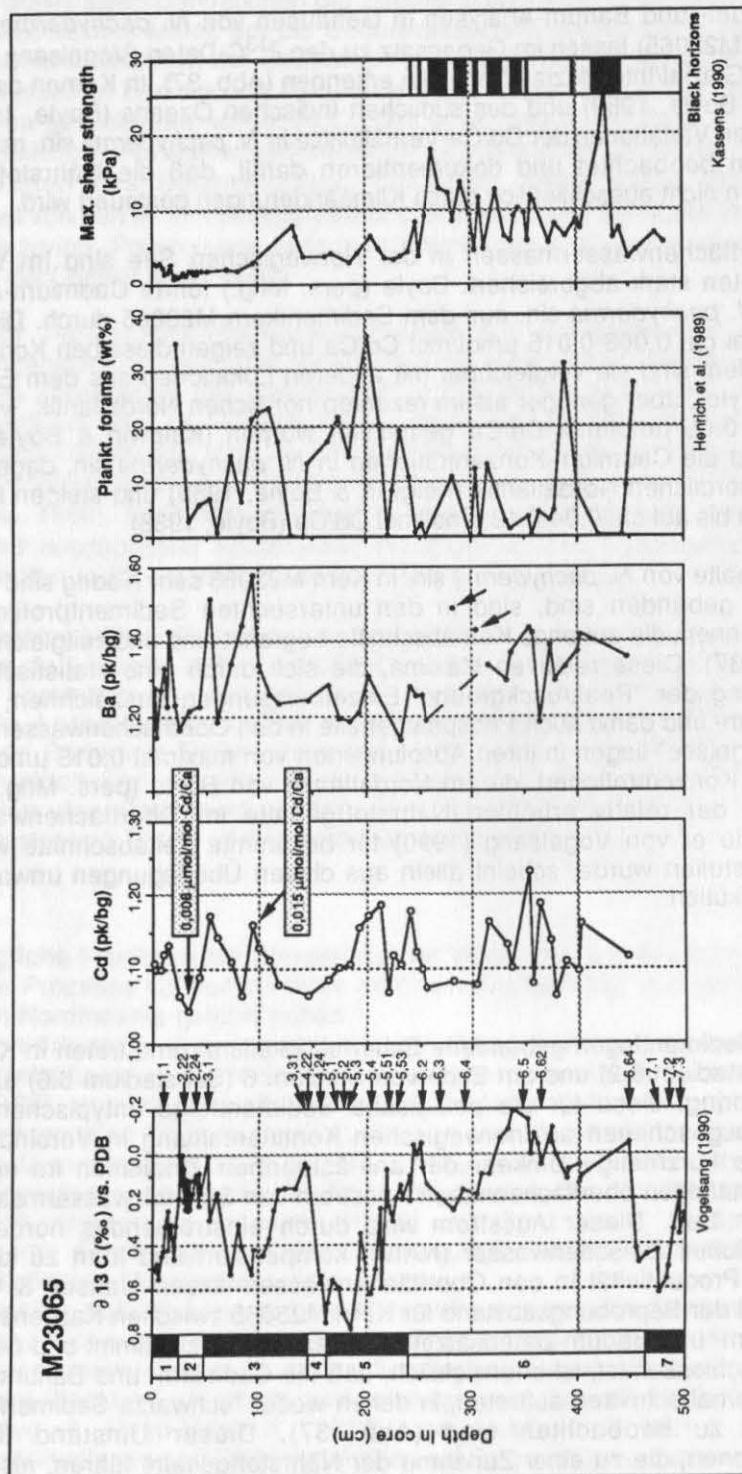


Abb. 37 Variationen der Cadmium- und Barium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für Sedimentkern M23065 im Vergleich zu isoto-geochemischen (Vogelsang, 1990), sedimentologischen (Henrich et al., 1989) und sedimentphysikalischen Parametern (1990). Angaben der Cadmium-Absolutkonzentrationen stammen von Boyle (pers. Mtg.).

Für das Substadium 6.5 beschreibt Vogelsang (1990) in Kern M23065 extrem niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse, die auf eine sehr schlechte Durchlüftung der Oberflächenwassermassen hinweisen. In Korrelation zu ungewöhnlich hohen "scheinbaren" Temperaturen sprechen die Isotopen-Daten für eine Schmelzwasserzufuhr, die vermutlich den größten Teil der Norwegischen See abgedeckt hat. Abb. 37 zeigt ein in ca. 355-365 cm Kernteufe (ca. 178.000 J.v.h.) zu den niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen zeitgleich auftretendes Cadmium-Maximum, das von einem Anstieg der Barium-Konzentrationen begleitet wird. Dieses "Produktivitäts"-Signal wird nicht durch die Primärproduzenten Coccolithophoriden angezeigt (Baumann, 1990). Einerseits ist dies auf ihre Intoleranz gegenüber Salinitätsschwankungen zurückzuführen, die durch die Schmelzwasserzufuhr verursacht wurden. Andererseits spricht das gleichzeitige Fehlen von Coccolithophoriden (Primärproduzenten) und planktischen Foraminiferen (Sekundärproduzenten) gegen einströmende, relativ warme und nährstoffreiche Oberflächenwassermassen aus dem Nordatlantik. Braarud et al. (1958) belegen zum Beispiel das an Ausläufer der Nordatlantikdrift gebundene saisonale Einwandern von Coccolithophoridenflora in das östliche Europäische Nordmeer. Nicht signifikant erhöhte Magnesium-Gehalte in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. sprechen ebenfalls gegen einströmende nordatlantische Oberflächenwassermassen (s. IV-2.2) und lassen die Ausbildung eines Schmelzwasserdeckels wahrscheinlich erscheinen.

Nach Vogelsang (1990) lag das Zentrum des Schmelzwassereintrages während des Substadiums 6.5 westlich des Vöring Plateaus (Kern M23065 liegt in diesem Bereich), wobei die Salinitätsanomalie in Richtung auf die norwegische Küste abnimmt. Die postulierte "normal-saline" Situation in küstennahen Gebieten während Substadium 6.5 wird in Analogie zu Substadium 3.3 durch küstennahen Auftrieb infolge einer oben beschriebenen ästuarinen Wassermassenzirkulation interpretiert (Vogelsang, 1990), ist jedoch für Substadium 6.5 nicht durch Isotopen-Daten belegt. In Kern M23065 ist während des Substadiums 6.5 kein Scherfestigkeitsmaximum ausgebildet (Kassens, 1990), läßt also vermuten, daß dieser Kern außerhalb eines möglichen Bereiches küstennahen Auftriebs gelegen hat. Diese Annahme wäre plausibel, zumal die "schwarzen Sedimentlagen" generell nach Westen auskeilen (Henrich et al., 1989).

Bei Annahme der von Vogelsang (1990) postulierten ozeanographischen Situation mit küstennahem Auftrieb und einer Umkehr des heutigen Oberflächenzirkulationsmusters wären die relativ erhöhten Cadmium- und Barium-Konzentrationen auf eine Nährstoffzufuhr aus den küstennahen Auftriebszellen zu werten. Unter Berücksichtigung der sehr niedrigen Absolutkonzentrationen von Cadmium sowie der geringen Isotopen-Datenbasis für Substadium 6.5 erscheint diese Annahme nicht ausreichend begründet. Hinzu kommt, daß eine Abschätzung des marinen Anteils am Gesamt-Corg-Gehalt der "schwarzen Sedimentlagen" für Auftriebsedimente zu geringe Konzentrationen (10-28 %) aufweist (pers. Mtg. Wagner), als daß eine küstennahe Auftriebsituation postuliert werden könnte.

Ein Schmelzwasserdeckel, der von Vogelsang (1990) aufgrund der schlechten Belüftung der Oberflächenmassen für Bereiche der westlichen Norwegischen See angenommen wird und ebenfalls für die östlichsten Bereiche des Europäischen Nordmeeres bestanden haben kann, wäre ein unkomplizierter ozeanographischer Mechanismus, die Nährstoffsituation im Bereich des Kernes M23065 zu beeinflussen. Schmelzwasser, das verstärkt terrigenes Verwitterungsmaterial von Skandinavien in das Europäische Nordmeer verfrachtete, könnte als Quelle für das relativ erhöhte Nährstoffangebot in den Oberflächenwassermassen dienen. Die Annahme von Skandinavien herrührender Schmelzwassermassen, die sich in westlicher Richtung über die Norwegische See ausbreiten, widerspricht nicht den Isotopen-Daten von Vogelsang (1990), die für die weit westlich gelegenen Kernpositionen in der Isländischen See keine Beeinflussung durch Schmelzwassermassen belegen.

Stadium 5

Nach Substadium 6.2 (Abb. 37), für das Vogelsang (1990) aufgrund der niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse eine sehr schlechte Belüftung aufgrund einer zumindest im Winter permanent bestehenden Eisbedeckung annimmt, steigen die Cadmium-Konzentrationen deutlich an. Diese Verbesserung der Nährstoffsituation im Oberflächenwasser am Übergang von Stadium 6 zu 5 steht vermutlich mit dem fortschreitenden Zerfall der Eisdecke und der Zufuhr von Schmelzwasser in Zusammenhang. Die stetig zunehmenden Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser werden durch einen auffälligen

GEOMAR

- Bibliothek -

Wissenschaftl. 1-3

2300 KIEL 14

Rückgang der Cadmium-Werte bei Substadium 5.53 unterbrochen. Ein derartiger "Einbruch" ist ebenfalls in den relativen Häufigkeiten planktischer Foraminiferen dokumentiert (Abb. 37). Mit der Etablierung eines interglazialen, dem heutigen entsprechenden Oberflächenzirkulationssystems ab Substadium 5.51 (Haake & Pflaumann, 1989), das eine der heutigen Situation entsprechende $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung (Vogelsang, 1990), hohe Magnesium-Konzentrationen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. (s. IV-2.2) und ansteigende Coccolithenhäufigkeiten (Baumann, 1990) aufweist, erfolgt eine zeitlich leicht verzögerte Zunahme der Cadmium-Konzentrationen, die wahrscheinlich auf den Einstrom relativ warmer und nährstoffreicher nordatlantischer Oberflächenwassermassen zurückgeht. Substadium 5.4 zeigt noch deutlich hohe Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse, die während des Substadiums 5.3 schnell abnehmen. Coccolithen und Magnesium zeigen dagegen schon während Substadium 5.4 niedrige Werte. Für Barium läßt sich eine mit Cadmium übereinstimmende Variation der "Peak/background"-Verhältnisse beobachten. Eine mit Magnesium vergleichbare Situation stark fluktuierender Konzentrationen, die durch einen variierenden Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen erklärt wird (s. IV-2.2), ist weder bei Cadmium noch bei Barium zu erkennen.

Der Vergleich aller untersuchten Sedimentkerne verdeutlicht eine mit Kern M23065 übereinstimmende und folglich überregional zutreffende ozeanographische Situation mit drastisch ansteigenden Cadmium-Konzentrationen nach dem Substadium 6.2 (ca. 130.000 J.v.h.), einem nachfolgenden Rückgang während des Substadiums 5.53 (ca. 125.000 J.v.h.) und wiederholt ansteigenden Cadmium-"Peak/Background"-Verhältnissen nach dem Substadium 5.51 (ca. 110.000 - 120.000) (Abb. 38). Für den anschließenden Zeitraum zwischen den Substadien 5.5 und 5.1 muß mit sich ändernden Nährstoffverhältnissen in den Oberflächenwassermassen des nordöstlichen Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres gerechnet werden, die mit der zeitweisen Etablierung der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes in Zusammenhang stehen.

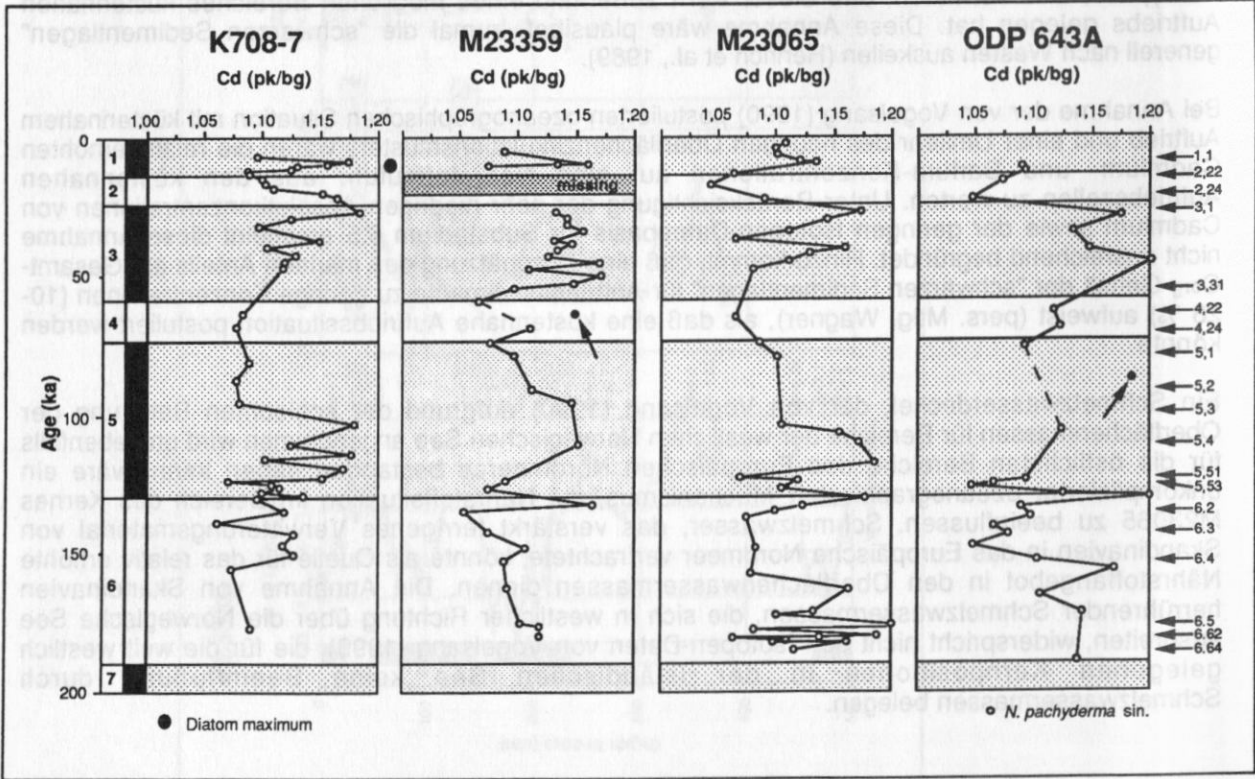


Abb. 38 Variationen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für die letzten ca. 180.000 Jahre. Kleine Pfeile markieren Probenpunkte, die nicht berücksichtigt wurden. Sie beruhen vermutlich auf analytischen Fehlern. Der große schwarze Punkt markiert das starke Auftreten von Diatomen im Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik. Sauerstoffisotopen-Ereignisse, die von Vogelsang (1990) in Kern M23065 identifiziert wurden, sind eingezeichnet.

Stadien 4 und 3

Die Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse zeigen keine wesentlichen Unterschiede während des Stadiums 4 und zu Beginn des Stadiums 3. Zwei Cadmium-Maxima in Sedimenten des Kernes M23065, die Stadium 3 zugeordnet werden, heben sich jedoch deutlich von den sonst niedrigen "Peak/Background"-Verhältnissen hervor (Abb. 37). Barium-Maxima in denselben Kernteufen unterstreichen die erhöhten Nährstoffgehalte in Oberflächenwassermassen während dieser Zeiträume. Während des Substadiums 3.1, das ein derartiges "Produktivitätsereignis" darstellt, sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in *N. pachyderma* sin. generell niedrig, im östlichen Europäischen Nordmeer sogar noch niedriger als im westlichen und dokumentieren eine potentiell schlechte Belüftung der Oberflächenwassermassen (Vogelsang, 1990). Extrem schlechte Belüftung in Zusammenhang mit nicht erkennbar überhöhten "scheinbaren" Temperaturen im östlichsten, küstennahen Europäischen Nordmeer (Kern M23074) führt Vogelsang (1990) auf küstennahen Auftrieb in Verbindung mit einem ästuarinen Zirkulationssystem zurück. Fehlende "schwarze Sedimentlagen" und Scherfestigkeitsmaxima in Kern M23074 (Kassens, 1990) können diese Annahme nicht unterstützen. Eine verstärkte Schmelzwasserzufuhr von Skandinavien in Verbindung mit einem erhöhten terrigenen Eintrag kann dagegen, wie schon für Substadium 6.5 vorgeschlagen, die Nährstoffsituation in den Oberflächenwassermassen beeinflussen. Dieser Prozeß widerspricht weder den Isotopen-Daten von Vogelsang (1990) noch den in denselben Kernteufen auftretenden geringen Magnesium-Konzentrationen, die für niedrige Oberflächenwassertemperaturen sprechen, und kann damit die Cadmium- und Barium-Signale in Substadium 3.1 (ca. 27.000 J.v.h.) und ebenso bei ca. 100 cm Kernteufe (ca. 40.000 bis 45.000 J.v.h.) erklären.

Beide Cadmium-Maxima während des Stadium 3 sind auch in den Sedimentkernen ODP 643A und K708-7 vertreten (Abb. 38). Die Cadmium-Maxima in Kern K708-7 vom Rockall Plateau sind kaum durch einen küstennahen Auftrieb zu erklären. Die Annahme eines großflächigen Schmelzwasserdeckels, der auch im nordöstlichen Nordatlantik bestand, erscheint als plausible Erklärung für die durch Cadmium angezeigten erhöhten Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen.

Stadium 1

Das in 10-15 cm Kernteufe auftretende Cadmium-Maximum in Sedimenten des Kernes M23065, die Stadium 1 zugerechnet werden, stimmt mit einem signifikanten Barium-Maximum überein (Abb. 37). Diese geochemischen Signale erscheinen in einem Zeitraum, der durch den Umschwung von glazialen zu den heutigen ozeanographischen und klimatischen Verhältnissen gekennzeichnet ist. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen die Entwicklung von potentiell schlecht bis mäßig gut durchlüfteten Oberflächenwassermassen an (Vogelsang, 1990). Der Anteil planktischer Foraminiferen im Sediment nimmt rapide zu (Henrich et al., 1989) und entsprechend kann in benachbarten Kernen eine Zunahme der Coccolithenhäufigkeiten verzeichnet werden (Baumann, 1990). Die Magnesium-Werte in *N. pachyderma* sin. zeigen den beginnenden Anstieg zu holozänen Temperaturen an, der auch im Sauerstoffisotopensignal nachgezeichnet wird.

Der Vergleich der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne zeigt trotz unterschiedlicher stratigraphischer Bearbeitungen, unterschiedlicher stratigraphischer Auflösungen und unterschiedlicher Sedimentationsraten (s. II-1.1) eine überzeugende zeitliche Übereinstimmung dieses Cadmium-Signals, das auf nahezu gleichzeitig auftretende Änderungen der Nährstoffverhältnisse über große Meeresgebiete hinweist (Abb. 38). Die in Kern M23065 auftretenden Cadmium- und Barium-Maxima datieren sich auf ca. 9000-9500 J.v.h.. Abb. 38 verdeutlicht das zeitgleiche Auftreten des Cadmium-Signals im Bereich des Aegir-Rückens (M23359: ca. 9500-10.000 J.v.h.) sowie im Bereich des Rockall Plateaus im nordöstlichen Nordatlantik (K708-7: 8500-9500 J.v.h.). Der zu Kern M23065 benachbarte Kern ODP 643A läßt ebenfalls einen relativen Anstieg zu hohen Cadmium-"Peak/background"-Verhältnissen um ca. 10000 J.v.h. erkennen.

Hochproduktivitätsereignisse werden aufgrund verschiedener Beobachtungen für die jüngste Geschichte des Europäischen Nordmeeres postuliert. Stabell (1986) beschreibt Diatomeenhorizonte in Sedimentkernen aus der südlichen Norwegischen See und dem Skagerrak und postuliert einen drastischen Anstieg der Diatomeenproduktion für den Zeitraum zwischen 9000 J.v.h. und 11.000 J.v.h.. Kassens (1990) bringt ein Scherfestigkeitsmaximum, das in einem Sedimentkern vom Vöring Plateau auf ca. 10.000 J.v.h. datiert wird, mit diesem Produktivitätsereignis in Verbindung. Die die

erhöhte Scherfestigkeit bewirkende frühdiagenetische Sedimentverfestigung ist nach Kassens (1990) auf "diagenesefreudiges" Biogenopal zurückzuführen, das in der Norwegischen See vor allem von - im Vergleich zu Radiolarien, Silikoflagellaten und Schwammnadeln - bedeutenderen Diatomeen stammt (Schrader & Schuette, 1981). Stratigraphische Unsicherheiten in dem Kern aus der südlichen Norwegischen See (Stabell, 1986) sowie die große Distanz zwischen den verglichenen Sedimentkernen (Kassens, 1990) lassen eine Korrelation zunächst fraglich erscheinen, jedoch ergeben sich weitere Hinweise eines erhöhten Nährstoffgehaltes im Zeitraum zwischen 9000 J.v.h. und 10.000 J.v.h.. Pedersen (1987) beschreibt Diatomeenanreicherungen zwischen 9000 J.v.h. und 11.000 J.v.h. in der Barents See und auf dem Vöring Plateau. Biebow (pers. Mtg.) beobachtet ein Diatomeenmaximum am Kontinentalhang zwischen Spitzbergen und der Bäreninsel (Kern 17722-2, 75°N, 14°E), das ein Alter von ca. 9000-10.500 Jahren aufweist. Auf dem Vöring Plateau (Kern M23071, 67°N, 03°E) ist in 35-40cm Sedimenttiefe ein signifikantes Diatomeen-Maximum dokumentiert (pers. Mtg. Koc Karpuz). Für den Kern gibt Vogelsang (1990) zwei absolute Altersfixpunkte an: bei 15 cm 6680 J.v.h. und bei 75 cm 12550 J.v.h.. Bei linearer Interpolation zwischen diesen Werten ergibt sich für das Diatomeenmaximum ein Alter von ca. 8600-9200 a.B.P., das mit dem Cadmium-"Peak" korreliert. Die absolute Anzahl von Diatomeen in diesem "Peak" entspricht der rezenten Situation (pers. Mtg. Koc Karpuz), in der kein küstennaher Auftrieb zu beobachten ist, so daß auch für die Situation um ca. 9000 J.v.h. kein derartiger Prozeß stattgefunden haben sollte. Lackschewitz (1991) beschreibt im Bereich des Kolbeinsey Rückens (Isländische See) ein Diatomeenmaximum, dessen zeitliche Einordnung in den Bereich zwischen 8000 J.v.h. und 11.000 J.v.h. fällt.

Die von Dettmer (pers. Mtg.) durchgeführte quantitative Analyse von Diatomeen in Kern K708-7 vom Rockall Plateau im nordöstlichen Atlantik zeigt ein Diatomeenmaximum zwischen ca. 8500 J.v.h. und 9500 J.v.h., das in den gleichen Kernteufen auftritt, in denen das Cadmium-Maximum in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. zu beobachten ist (Abb. 39). Bis zu ca. 10 Millionen Diatomeen pro Gramm Sediment erscheinen in 15 cm und 20 cm Kernteufe. Davon sind > 60 % gut erhaltene *Chaetoceros*-Sporen. Diatomeensporen der Gattung *Chaetoceros* bleiben nur dann in den Sedimenten erhalten, wenn die Produktivität kieseliger Organismen zu einer hohen Akkumulationsrate biogenen Opals führt (Sancetta, 1982). Die exakte Übereinstimmung der beiden Paläoproduktivitätsindikatoren Cadmium und Diatomeen unterstreicht neben der Anwendbarkeit der analytischen Methode die Signifikanz der in verschiedenen Sedimentkernen identifizierten Cadmium-"Peaks" und deutet damit auf nahezu gleichzeitig erhöhte Oberflächenwasserproduktivität über weite Meeresgebiete.

Das zeitlich begrenzte erhöhte Nährstoffangebot in den Oberflächenwassermassen zwischen 9000 J.v.h. und 10.000 J.v.h. kann am ehesten mit einer starken Zufuhr großer Schmelzwassermengen erklärt werden, die mit der schnellen Disintegration der Eisschilde auf der nördlichen Hemisphäre zwischen ca. 9000 J.v.h. und ca. 10.000 J.v.h. einherging. Fairbanks (1989) datiert einen aufgrund eines leichten Sauerstoffisotopensignals identifizierten kurzfristigen Schmelzwassereintrag (Melt water input "mwp-1B") auf 9320-9500 J.v.h., der zeitlich gut mit den in dieser Arbeit identifizierten Cadmium-Maxima übereinstimmt.

Der sich nach der Jüngeren Dryas langsam etablierende Einstrom relativ warmer und nährstoffreicher nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer scheint zudem eine Möglichkeit, um die erhöhte Produktivität in den Oberflächenwassermassen des östlichen Europäischen Nordmeeres und nordöstlichen Nordatlantiks bei ca. 9000-10.000 J.v.h. zu erklären. Diese Annahme wird durch erhöhte Coccolithen- und Karbonatanteile im Sediment unterstützt (Baumann, 1990; Henrich et al., 1989). Eine zu erwartende, mit dem fortschreitenden Norwegenstrom transgredierende Oberflächenwasserproduktivität von Süd nach Nord ist wahrscheinlich aufgrund der unzureichenden stratigraphische Auflösung nicht ersichtlich. Das Diatomeenmaximum in der Isländischen See (Lackschewitz, 1991) kann jedoch weder durch die Gegenwart des Norwegenstromes, noch durch andere relativ warme Wassermassen erklärt werden, da die Karbonatwerte in diesem Meeresgebiet während dieses Zeitraumes gering waren. Zudem weisen die Cadmium- und Barium-Daten eher auf ein kurzfristiges "Produktivitätsereignis" hin, das nur ca. 1000 Jahre andauert hat. Anschließend gehen die Cadmium- und Barium-"Peak/background"-Verhältnisse drastisch zurück. Sollten diese geochemischen Signale an die postglaziale Entwicklung des Norwegenstromes gebunden sein, wären stetig zunehmende Cadmium- und Barium-Gehalte zu erwarten.

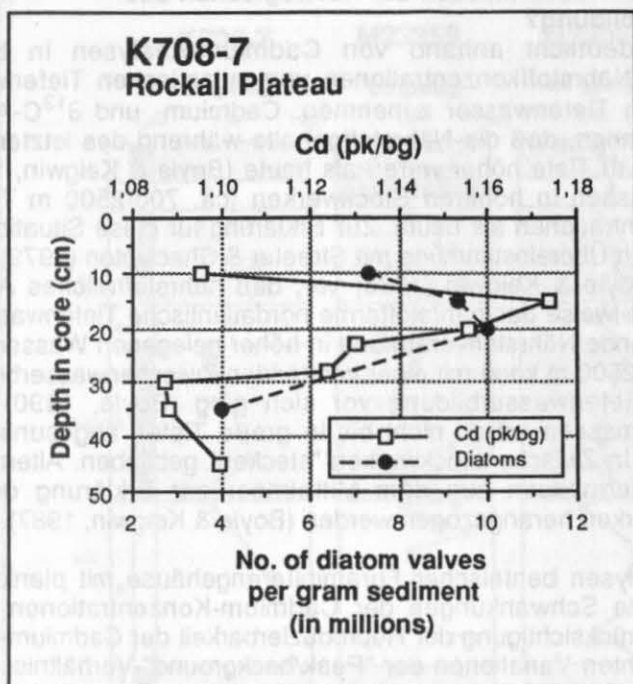


Abb. 39 Übereinstimmung eines Diatomeen-Maximums (pers. Mtgl. Dettmer) mit dem Cadmium-"Peak/background"-Maximum in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. aus Sedimenten des Kernes K708-7 (Rockall Plateau). Beide Produktivitätsindikatoren verweisen auf relativ erhöhte Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen im nordöstlichen Nordatlantik zwischen ca. 8500 J.v.h. und 9500 J.v.h..

Die erhöhte Produktivität in Oberflächenwassermassen zwischen ca. 9000 J.v.h. und 10.000 J.v.h. kann nicht mit an Eisrandlagen auftretenden besonderen Nährstoffsituationen erklärt werden, da diese Prozesse zum einen lokal begrenzt sind und zum anderen eine höhere zeitliche Variabilität erwarten lassen. Zudem kann Dettmer (pers. Mtgl.) für das Diatomeen-Maximum in Kern K708-7 keine für Eisrandlagen typische Diatomeenflora identifizieren.

Mangerud et al. (1984) und Mangerud et al. (1986) dokumentieren vulkanische Aschenlagen in der Norwegischen See, die sich auf 10.600 J.v.h. bzw. 9000 J.v.h. datieren, also den Zeitraum erhöhter Oberflächenwasserproduktivität abdecken. Durch die Lösung des thermodynamisch instabilen vulkanischen Glases könnte ein erhöhtes Angebot gelöster Kieselsäure im Meerwasser zwar skelettbildendes Material für das kieselige Plankton zur Verfügung stellen (Kassens, 1990), kann aber nicht allein für das verstärkte Vorkommen der Diatomeen verantwortlich sein, die ebenfalls auf Phosphate, Nitrate, Sulfate u.ä. angewiesen sind. Das zeitgleich auftretende Cadmium-Maximum verweist jedoch auf erhöhte Phosphatgehalte im Oberflächenwasser und kann allein mit verstärktem Vulkanismus nicht erklärt werden.

4. Nährstoffgehalte in Bodenwassermassen der Norwegischen See - Hinweise auf Tiefwasserbildung?

Boyle (1988; 1989; 1990) verdeutlicht anhand von Cadmium-Analysen in benthischen Foraminiferengehäusen, daß die Nährstoffkonzentrationen vom atlantischen Tiefenwasser über antarktisches bis zum pazifischen Tiefenwasser zunehmen. Cadmium- und $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen im Nordatlantik lassen weiterhin erkennen, daß die Nährstoffgehalte während des letzten Glazials in Wassermassen um ca. 2500-3500 m Tiefe höher waren als heute (Boyle & Keigwin, 1982; Boyle, 1988). Nordatlantische Wassermassen in höheren Stockwerken (ca. 700-2500 m Tiefe) zeigen dagegen geringere Nährstoffkonzentrationen als heute. Zur Erklärung für diese Situation im letzten Glazial schlägt Boyle (1988; 1990) in Übereinstimmung mit Streeter & Shackleton (1979), Shackleton et al. (1983), Boyle (1984) und Boyle & Keigwin (1985) vor, daß nährstoffreiches Antarktisches Bodenwasser (AABW) zumindest teilweise das nährstoffarme nordatlantische Tiefenwasser (NADW) ersetzt hat. Die gleichzeitig auftretende Nährstoffverarmung in höher gelegenen Wassermassen des Nordatlantiks zwischen 700 m und 2500 m kann mit einer verstärkten Zwischenwasserbildung erklärt werden, die auf Kosten einer Tiefenwasserbildung vor sich ging (Boyle, 1990). Kalte und nährstoffarme Oberflächenwassermassen wären nicht bis in große Tiefen abgesunken, sondern aufgrund ihrer geringeren Salinität in Zwischenstockwerken "stecken" geblieben. Alternativ können auch nährstoffarme saline Wassermassen aus dem Mittelmeer zur Erklärung der glazialen Nährstoffarmut in Zwischenstockwerken herangezogen werden (Boyle & Keigwin, 1987).

Vergleicht man die Cadmium-Analysen benthischer Foraminiferengehäuse mit planktischen wird deutlich, daß weniger ausgeprägte Schwankungen der Cadmium-Konzentrationen im Benthos auftreten (s. III-3.1.5). Unter der Berücksichtigung der Reproduzierbarkeit der Cadmium-Analysen (s. II-3.5) ergeben sich keine signifikanten Variationen der "Peak/background"-Verhältnisse, obwohl in Kern M23359 Übereinstimmungen zwischen den Cadmium-"Peak/background"-Verhältnissen in Gehäusen von *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* aufgezeigt werden (s. III-3.1.5). Vereinzelt hervortretende Cadmium-"Peak/background"-Maxima können nicht zu anderen Kernen korreliert werden. Zeitgleiche Cadmium-Maxima, wie sie für *N. pachyderma* sin. in der Norwegischen See und im nordöstlichen Nordatlantik für die Zeiträume um ca. 9000-10.000 J.v.h., ca. 27.000 J.v.h., ca. 40.000-45.000 J.v.h., ca. 110.000-130.000 J.v.h. und ca. 180.000 J.v.h. nachgewiesen und durch sedimentologische Parameter abgesichert wurden, treten im Benthos nicht auf (Abb. 40). Aufgrund dieser Beobachtungen muß von relativ unveränderten Nährstoffgehalten der Wassermassen in ca. 3000 m Tiefe in der Norwegischen See während der letzten ca. 180.000 Jahre ausgegangen werden. Nach Paetsch (1991) sind die Cadmium-Gehalte von *C. wuellerstorfi* aus der Norwegischen See (Kern M23059, ca. 2200 m Wassertiefe) für die letzten ca. 120.000 Jahre durchgehend gering (0.24-0.30 nmol/l) und sprechen für nährstoffarme Tiefenwassermassen im Europäischen Nordmeer seit dieser Zeit.

Erhöhte Cadmium-Konzentrationen in Wassermassen um ca. 3000 m, wie sie im glazialen Nordatlantik von Boyle (1990) beschrieben wurden, sind demnach in der Norwegischen See nicht zu beobachten. Für den Kern K708-7 aus dem nordöstlichen Nordatlantik sind ansteigende Nährstoffgehalte in Glazialzeiten aufgrund der geringen Probendichte nicht eindeutig belegbar. Sicher dagegen ist aufgrund der vorliegenden Cadmium-Analysen, daß die Kernpositionen in der Norwegischen See nicht vom AABW, das für die glaziale Nährstoffhöhung (Boyle, 1988; 1990) in tiefen atlantischen Wassermassen möglicherweise verantwortlich ist, erreicht wurden. Nach Thunnell (1982) breitet sich AABW heute über das Argentinische Becken und das Brasilianische Becken im Atlantik aus, bleibt somit auf die westlichen Bereiche beschränkt. Nur über die "Romanche Bruchzone" erhalten die östlichen atlantischen Becken geringfügige Beimischungen von AABW (Dietrich et al., 1975). Dietrich et al. (1980) dokumentieren AABW westlich des mittelozeanischen Rückens bis maximal 38°N unterhalb von 4000 m Wassertiefe. Die Annahme, daß AABW während der letzten Glazialzeiten nicht in das Europäische Nordmeer einströmte und damit nicht zu hohen Nährstoffgehalten in Wassermassen um ca. 3000 m Tiefe führte, wird durch eine von Wohlfel (1982; 1983) postulierte Blockade der Island-Färøer-Schwelle während der Hochglazialphasen unterstützt, die das Europäische Nordmeer weitgehend von der globalen Zirkulation abgeschnitten hat. Eine zwangsläufige schlechte Durchlüftung dieses Meeresbeckens äußert sich in dunkelgrauen bis schwarzen Sedimentlagen im östlichen Europäischen Nordmeer während mehrerer Glazialphasen

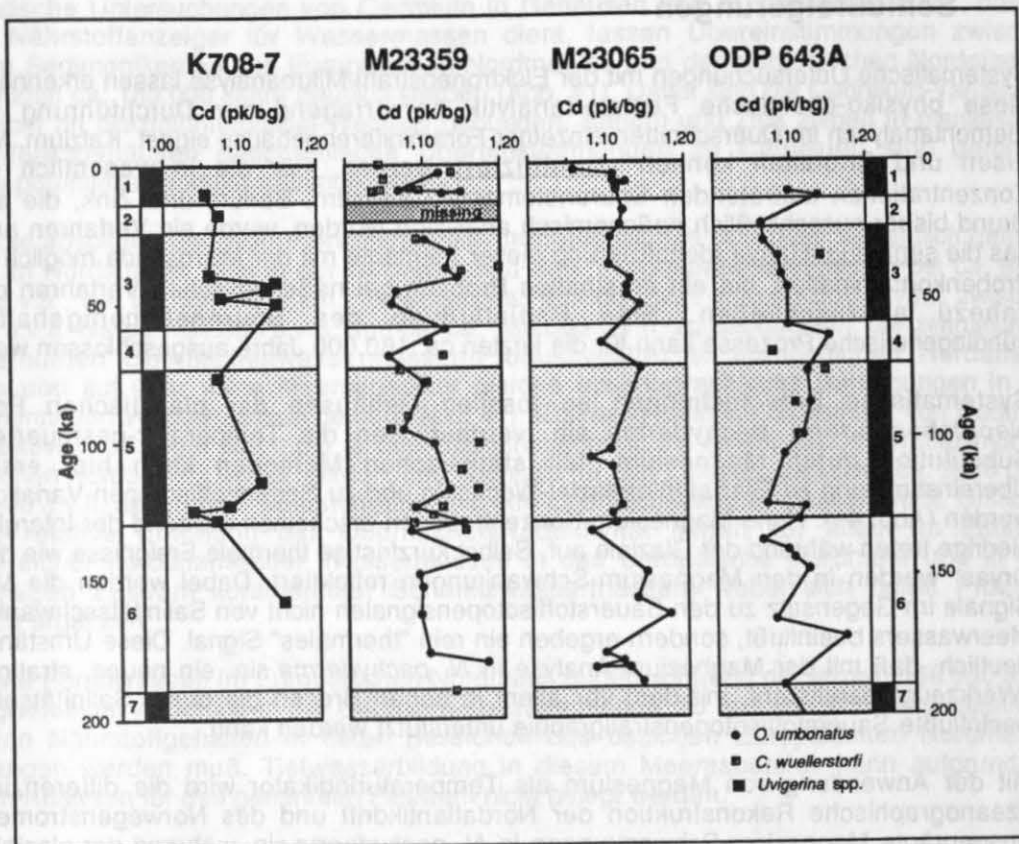


Abb. 40 Variationen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen benthischer Foraminiferen für die letzten ca. 180.000 Jahre.

(Henrich et al., 1989; Kassens, 1990). Der Einstrom relativ nährstoffreichen atlantischen Zwischenwassers, wie er zur Erklärung küstennaher Auftriebsphasen von Vogelsang (1990) und Kassens (1990) herangezogen wird, sollte ebenfalls während der glazialen Hochstände unterbunden gewesen sein (Vogelsang, 1990), kann aber selbst während einer möglichen Zufuhr keinen Effekt auf die Cadmium-Gehalte in den tieferliegenden Kernpositionen gehabt haben.

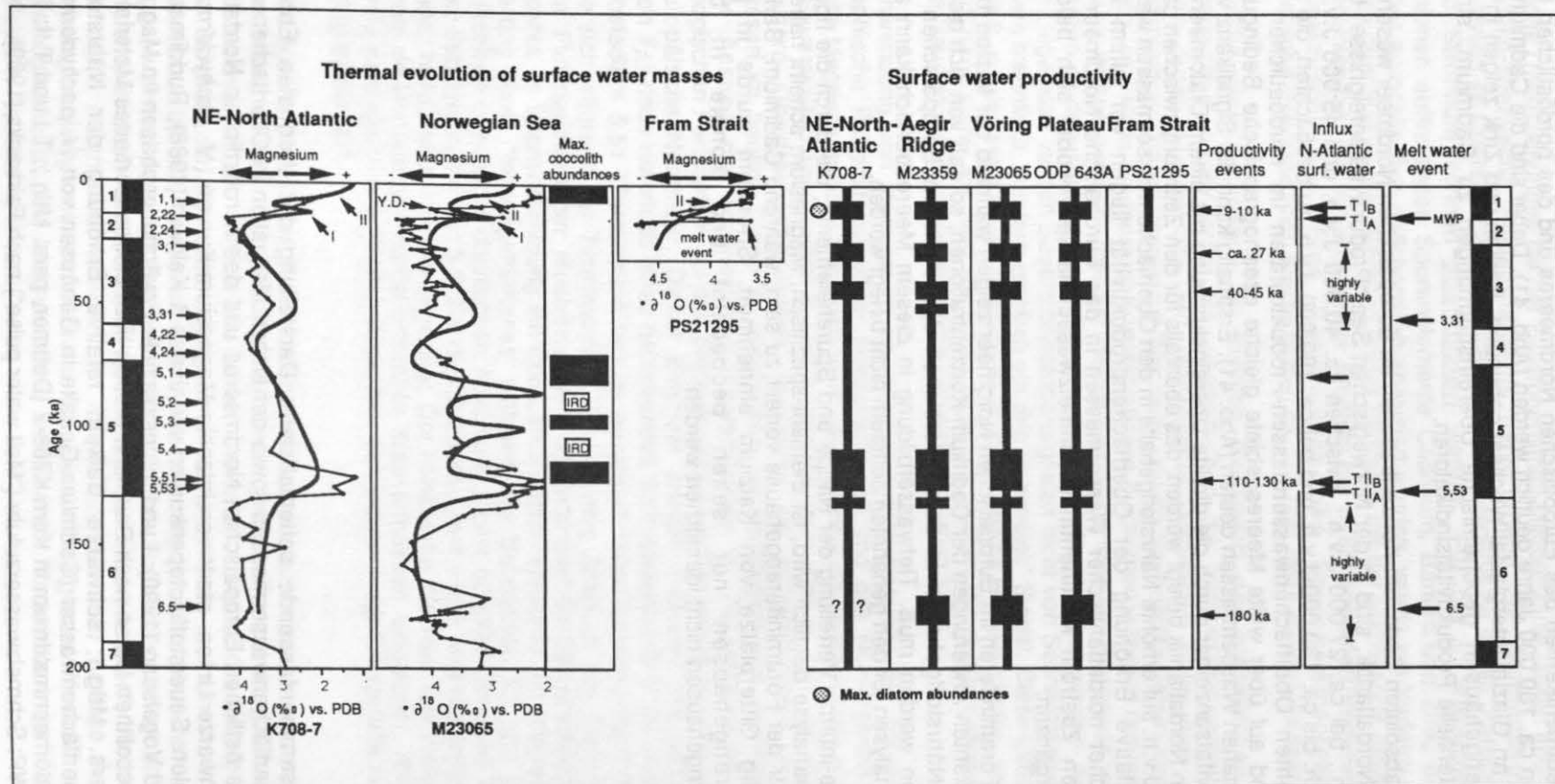
Jansen & Veum (1990) postulieren eine kurzfristige Tiefenwasserbildung in der Norwegischen See und im nordöstlichen Nordatlantik während des letzten Deglazials anhand von leichten Sauerstoffisotopenwerten in benthischen Foraminiferengehäusen, die aus einem Transfer von kontinentalem Schmelzwasser in die Tiefsee herrühren. Vogelsang (1990) schlägt ebenfalls aufgrund von Isotopendaten benthischer und planktischer Foraminiferen eine Tiefenwasserbildung vor 13.600 J.v.h. sowie während des Substadiums 5.2 im Bereich der Norwegischen See vor. Die sich nicht signifikant ändernden Cadmium-Werte benthischer Foraminiferengehäuse können eine Tiefenwasserbildung, die zu einem Abtauchen abgekühlten sauerstoffreichen, aber nährstoffarmen Oberflächenwassers führen sollte, weder bestätigen noch widerlegen.

V. Schlußfolgerungen

1. Systematische Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikroanalyse lassen erkennen, daß sich diese physiko-chemische Feststoffanalytik hervorragend zur Durchführung von Multi-Elementanalysen im Querschnitt einzelner Foraminiferengehäuse eignet. Kalzium, Magnesium, Eisen und Strontium können quantifiziert werden. Für die in wesentlich geringeren Konzentrationen auftretenden Spurenelemente Cadmium, Barium und Zink, die aus diesem Grund bisher ausschließlich naßchemisch analysiert wurden, wurde ein Verfahren angewendet, das die semi-quantitative Identifizierung dieser Elemente mit der Mikrosonde möglich macht. Die Probenkontamination, die ein ernsthaftes Problem bei naßchemischen Verfahren darstellt, ist nahezu auszuschließen. Eine Beeinflussung des Spurenelementgehaltes durch frühdiagenetische Prozesse kann für die letzten ca. 180.000 Jahre ausgeschlossen werden.
2. Systematische Untersuchungen an fossilen Gehäusen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. verdeutlichen die Temperatur-gesteuerte Kalzium-Substitution durch Magnesium. Mit statistischen Methoden kann hier erstmalig die Übereinstimmung zu Glazial/Interglazial-Wechseln und zu Sauerstoffisotopen-Variationen belegt werden (Abb. 41). Hohe Magnesium-Konzentrationen erscheinen während der Interglazialzeiten, niedrige treten während der Glaziale auf. Selbst kurzfristige thermale Ereignisse wie die "Jüngere Dryas" werden in den Magnesium-Schwankungen reflektiert. Dabei werden die Magnesium-Signale im Gegensatz zu den Sauerstoffisotopensignalen nicht von Salinitätsschwankungen des Meerwassers beeinflusst, sondern ergeben ein rein "thermales" Signal. Diese Umstände machen deutlich, daß mit der Magnesium-Analyse in *N. pachyderma* sin. ein neues, stratigraphisches "Werkzeug" bereitsteht, mit dem vor allem in hohen Breiten die durch Salinitätseffekte stark beeinflusste Sauerstoffisotopenstratigraphie unterstützt werden kann.
3. Mit der Anwendung von Magnesium als Temperaturindikator wird die differenzierte paläo-ozeanographische Rekonstruktion der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes möglich. Ausgeprägte Magnesium-Schwankungen in *N. pachyderma* sin. während der glazial geprägten (Abb. 6). Sauerstoffisotopenstadien 6 und 3 kennzeichnen eine in Zeit und Raum wesentlich differenziertere Oberflächenzirkulation, die nicht mit einströmenden nordatlantischen Wassermassen im heutigen Sinne zu vergleichen ist. Zu Beginn von Stadium 5 deutet ein drastischer Anstieg der Magnesium-Konzentrationen in Zusammenhang mit anderen sedimentologischen Parametern auf den Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer. Dieser Einstrom erfolgte während des Substadiums 5.53 (Termination II_A) noch unterhalb eines bestehenden Schmelzwasserdeckels und etablierte sich erst in Substadium 5.51 (Termination II_B) im gesamten Oberflächenbereich. Diese Situation wiederholte sich während der Termination I. Der gesamte Zeitraum des Stadiums 5 ist durch signifikante Fluktuationen der einströmenden nordatlantischen Oberflächenwassermassen gekennzeichnet. In Übereinstimmung mit Coccolithen-Daten sprechen die Magnesium-Daten für die Etablierung eines "Norwegenstromes" während der Substadien 5.3 und 5.1 und einem völligen Aussetzen bzw. einer drastischen Abkühlung dieser oberflächennahen Wassermassen während der Substadien 5.4 und 5.2. Für die Glazialstadien 4 und 2 wird ebenfalls ein Aussetzen einströmenden Nordatlantikwassers angezeigt. Der klimatische Wechsel zum Holozän wird durch den Einstrom relativ warmer nordatlantischer Wassermassen eingeleitet, die während der Termination I_A zwar das Vöring Plateau erreichten, sich jedoch in der Framstraße erst während der Termination I_B etablierten.
4. Rezente und fossile benthische Foraminiferengehäuse lassen einen temperatur-gesteuerten Magnesium-Einbau in das Kalzitgitter erst bei einem großen Temperaturgradienten erkennen. Unterhalb eines bestimmten "Temperatur-Schwellenwertes" variieren die Magnesiumwerte nicht signifikant. Schwer zu fassende Vital- und Habitateffekte scheinen Änderungen im Gehäusechemismus benthischer Foraminiferen, die ozeanographische Ursachen haben könnten, zu überprägen, während derartige Prozesse in planktischen Foraminiferen vernachlässigbar sind. Das Zusammenspiel dieser Effekte mit einem "Temperatur-Schwellenwert", der bei der Kalzium-Substitution durch Magnesium auftritt, und möglicherweise sehr geringe Änderungen der Bodenwassermassentemperaturen während der Glazial/Interglazial-Wechsel relativieren die Anwendungsmöglichkeiten von Magnesium in benthischen Foraminiferengehäusen für paläo-ozeanographische Rekonstruktionen.

5. Systematische Untersuchungen von Cadmium in Gehäusen von *N. pachyderma* sin., das als direkter Nährstoffanzeiger für Wassermassen dient, lassen Übereinstimmungen zwischen mehreren Sedimentkernen des Europäischen Nordmeeres und des nordöstlichen Nordatlantiks für die letzten ca. 180.000 Jahre deutlich werden (Abb. 41). Dabei sind die Cadmium-Variationen primär nicht an Glazial/Interglazial-Wechsel gebunden. Barium und Zink zeigen in planktischen Foraminiferengehäusen geochemische Übereinstimmungen zu Cadmium, sind demnach ebenfalls potentielle Produktivitätsindikatoren.
6. Obwohl die absoluten Cadmium-Konzentrationen im Europäischen Nordmeer wesentlich geringer sind als im Nordatlantik, sind in der Norwegischen See "Produktivitätsereignisse" bei ca. 9000-10.000 J.v.h., bei ca. 27.000 J.v.h., zwischen ca. 40.000 J.v.h. und 45.000 J.v.h., zwischen 110.000 J.v.h. bis ca. 130.000 J.v.h. und bei ca. 180.000 J.v.h. zu beobachten, die zeitgleich mit relativ erhöhten Oberflächenwassermassen-Produktivitäten im nordöstlichen Nordatlantik auftreten und auf über weite Meeresgebiete gleiche ozeanographische Bedingungen in den oberflächennahen Wassermassen deuten (Abb. 41). Erstmalig kann die Signifikanz von Cadmium als Produktivitätsanzeiger durch die direkte Übereinstimmung mit einem Diatomeenmaximum im nordöstlichen Nordatlantik belegt werden, das ebenfalls für den Zeitraum zwischen ca. 9000 J.v.h. und 10.000 J.v.h. auf erhöhte Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen weist. Ursachen für eine relative Erhöhung der Oberflächenproduktivität liegen vor allem im Einstrom nährstoffreicher nordatlantischer Wassermassen in das Europäische Nordmeer und in dem großräumigen Zustrom kontinentaler Schmelzwassermassen, wobei sich beide Prozesse vermutlich ergänzen.
7. Benthische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer zeigen während der letzten 180.000 Jahre keine signifikanten Änderungen der Cadmium-Konzentrationen, so daß von sich nicht wesentlich ändernden Nährstoffgehalten in tiefen Bereichen des östlichen Europäischen Nordmeeres ausgegangen werden muß. Tiefwasserbildung in diesem Meeresbereich kann aufgrund der Cadmium-Analysen für den genannten Zeitraum nicht belegt werden.
8. Die Gehäuse-interne Verteilung der Haupt- und Spurenelemente, die durch die hochauflösende Mikrosondenanalyse deutlich wird, ist Element-spezifisch. Magnesium scheint nahezu homogen im Kalzitgitter der Foraminiferengehäuse verteilt zu sein, während Cadmium, Barium und Zink unregelmäßig Gitterplätze von Kalzium einnehmen. Strontium wurde in planktischen Foraminiferengehäusen nur selten beobachtet und konnte in benthischen Foraminiferengehäusen nicht identifiziert werden.

Abb. 41 Zusammenfassende schematisierte Darstellung der thermalen Entwicklung der Oberflächenwassermassen sowie der Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen des östlichen Europäischen Nordmeeres und des nordöstlichen Nordatlantiks. Dicke schwarze Linien: stark vereinfachte Magnesium-Kurven (*N. pachyderma* sin.); dünne Linien: Sauerstoffsotopenkurven von Jones & Keigwin (1988), Ruddiman et al. (1986) und Vogelsang (1990); I und II: postglaziale Erwärmungsphasen im Magnesium-Signal; Coccolithen-Daten nach Baumann (1990); IRD: eistransportiertes Material nach Henrich (pers. Mtg.); schwarze Balken: relative Erhöhung der Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser (Cadmium-Gehalte in Gehäusen von *N. pachyderma* sin.); Kreis: Diatomeenmaximum in Kern K708-7 (Dettmer, pers. Mtg.); T I und T II: Terminationen; MWP: Schmelzwasserzufuhr ("Melt water pulse") nach Fairbanks (1989). **Nächste Seite**



VI. Danksagung

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. Thiede für die Vergabe, die Betreuung der Arbeit und sein stetes Interesse.

Ebenfalls danke ich Herrn Dr. Ackermann und Frau Mader (Institut für Mineralogie und Petrographie der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel) und S. Straub (GEOMAR) für die geduldige Hilfe, Betreuung und Beratung beim Arbeiten an der Elektronenmikrosonde und der Auswertung der Daten.

Für die zuvorkommende Hilfestellung bei der Bestimmung von Foraminiferen möchte ich mich herzlich bei Prof. Dr. G. Lutze, A. Thies (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel), Dr. D. Spegler (GEOMAR), Dr. M. Kaminski (University College London), U. Struck (SFB 313 der Universität Kiel) und J. Bieser (GEOMAR) bedanken.

Für die Bereitstellung von Proben- und Datenmaterial sei Dr. Wallrabe-Adams, K. Lackschewitz, U. Pagels, Dr. E. Vogelsang, Dr. R. Spielhagen, Dr. R. Henrich, Dr. J. Matthiessen, Dr. K.-H. Baumann (GEOMAR), A. Schiebel (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel), H. Gehring (DEMINEX), J. Carstens (Universität Bremen) und H. Paetsch (SFB 313 der Universität Kiel) besonders gedankt. Alle haben zudem durch anregende Diskussionen zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Ohne dem professionellen Einsatz der Kapitäne und der Besatzungen der Forschungsschiffe "POLARSTERN" und "METEOR", denen hier ganz herzlich gedankt werden soll, wären viele Foraminiferen unangetastet geblieben.

Dr. R. Oehmig (GEOMAR) und Prof. Dr. Stattegger (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel) fanden viel Zeit, mich in statistischen Auswertungsmethoden zu unterrichten. Ihnen sei hierfür herzlich gedankt.

Prof. Dr. N. Shackleton (University of Cambridge, U.K.) sei für die zuvorkommende Bereitstellung unveröffentlichter Isotopen-Daten und für neue Anregungen gedankt. Prof. Dr. W. S. Broecker (Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, U.S.A.) und Prof. B. Corliss (Duke University, U.S.A.) möchte ich für anregende Diskussionen danken. Ganz besonders möchte ich Prof. E. Boyle (Massachusetts Institute of Technology, U.S.A.) für die Analyse einiger meiner Proben danken.

Mein Dank gilt weiterhin M. Weinelt, der mir sehr bei der Computer-Anwendung unter die Arme gegriffen hat. Bei Prof. Dr. W. Berger, Dr. P. Müller, Prof. Dr. G. Wefer, Dr. A. Dahmke (Universität Bremen), Dr. R. Henrich, Dr. P. Sachs, Dr. M. Schlüter, H. Bauch, S. Köhler (GEOMAR), U. Struck und S. Nees (SFB 313 der Univ. Kiel) möchte ich mich für etliche Tips und Anregungen bedanken. U. Grützmaker (GEOMAR) half bei rasterelektronischen Untersuchungen. Vielen Dank dafür.

Herrn Unger (Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Kiel), W. Reimers (Geologisches Institut der Universität Kiel) und D. Rau (GEOMAR Technologie GmbH) sei für die Hilfestellung bei der Präparation und der Probenaufbereitung gedankt. Der GEOMAR-Verwaltung danke ich für die zuvorkommende Unterstützung.

Ohne meine Hiwis Nadja, Anke, Sabine, Hilke, Christian, Trusty und Stefan, denen hier besonders gedankt wird, wär's wohl nicht gegangen.

Mein besonderer Dank gilt weiterhin A. Dettmer, Dr. K.-H. Baumann, Dr. T.C.W. Wolf und Dr. J. Matthiessen für die kritische Durchsicht des ersten Manuskriptes, der Hilfestellung bei statistischen Datenauswertungen und den beruhigenden Worten während der gesamten Zeit der Dissertation. Ganz besonders soll K. Lackschewitz und H.-J. Wallrabe-Adams für die hervorragende Zusammenarbeit gedankt werden, die mir viel Spaß gebracht hat. Meiner Familie sei besonders für die großartige Unterstützung während der Arbeit gedankt.

VII. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S. R. (1987). The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. *J. Geophys. Res.*, 92 (C4), 3778-3784.
- Aagaard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C. (1985). Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 90 (C3), 4833-4846.
- Aksu, A. E. & Vilks, G. (1988). Stable isotopes in planktonic and benthic foraminifera from Arctic Ocean surface sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 701-709.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Koltermann, K. P., Schlosser, P., Swift, J. H. & Wallace, D. W. R. (1989). The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 36 (3), 475-482.
- Bainbridge, A. E. (1981). Geosecs Atlantic expedition. Hydrographic data. 1 (1972-1973). Washington: U.S. Govt. Print. Off., 120 S.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1987). Reconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating. *Climate Dynamics*, 1, 101-112.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. (1987). Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature*, 328 (6133), 791-794.
- Bathurst, R. G. C. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis (2nd enlarged edition). Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Comp., 658 S.
- Baumann, K.-H. (1990). Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. Dissertation., Univ. Kiel.
- Bé, A. W. (1977). An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In A. T. S. Ramsay (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Vol. 1, 1-100, Academic Press, New York.
- Bé, A. W. & Tolderlund, D. S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In B. M. Funnell & W. R. Riedel (Eds.), *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge: Cambr. Univ. Press, 105-144.
- Belanger, P. E. (1982). Paleo-oceanography of the Norwegian-Sea during the past 130.000 years: Coccolithophorid and foraminiferal data. *Boreas*, 11, 29-36.
- Bender, M. L., Lorens, R. B. & Williams, D. F. (1975). Sodium, magnesium and strontium in the test of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 21 (4), 448-459.
- Berger, W. H., Killingley, J. S. & Vincent, E. (1978). Stable isotopes in deep-sea carbonates: Box core ERDC-92, West Equatorial Pacific. *Ozeanol. Acta*, 1, 203-216.
- Berglund, B. E. (1977). Late Weichselian deglaciation, climate and chronology in NW Europe. X. INQUA., Abstracts, 33.
- Beyer, I. (1988). Senkvartær paleoseanografi i det sentrale Islandhav. Diplom-Arbeit, Univ. Bergen.
- Blackmon, P. D. & Todd, R. (1959). Mineralogy of some foraminifera as related to their classification and ecology. *J. Paleont.*, 33 (1), 1-15.
- Boltovsky, E. & Wright, H. (1976). Planktonic foraminifera. In E. Boltovsky & H. Wright (Eds.), *Recent foraminifera*. The Hague, 127-132.
- Bourke, R. H., Newton, J. L., Paquette, R. G. & Tunnicliffe, M. D. (1987). Circulation and water masses of the East Greenland Shelf. *J. Geophys. Res.*, 92 (C7), 6729-6740.
- Bourke, R. H., Weigel, A. M. & Paquette, R. G. (1988). The westward turning branch of the West Spitsbergen Current. *J. Geophys. Res.*, 93 (C11), 14065-14077.
- Boyle, E. (1990). Quaternary deepwater paleoceanography. *Science*, 249, 863-870.
- Boyle, E. & Keigwin, L. D. (1982). Deep circulation of the North Atlantic over the last 200.000 years: Geochemical evidence. *Science*, 218, 784-786.
- Boyle, E. A. (1981). Cadmium, zink, copper and barium in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 11-35.
- Boyle, E. A. (1984). Cadmium in foraminifera and abyssal hydrography: Evidence for a 41 kyr obliquity cycle. In J. E. Hansen & T. Takahashi (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr. Ser.*, 360-368. Washington: AGU.
- Boyle, E. A. (1988). Cadmium: chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanography*, 3 (4), 471-489.
- Boyle, E. A. (1988). The rate of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, 93 (C12), 15761-15714.
- Boyle, E. A. (1988). Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO_2 cycles. *Nature*, 331, 55-56.

- Boyle, E. A. & Keigwin, L. (1987). North Atlantic thermohaline circulation during the past 200.000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, 330, 35-40.
- Boyle, E. A. & Keigwin, L. D. (1985). Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215.000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 135-150.
- Boyle, E. A. & Rosener, P. (1989). Further evidence for a link between late Pleistocene and North Atlantic deepwater production. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 89, 113-124.
- Boyle, E. A., Sclater, F. & Edmond, J. M. (1976). On the marine geochemistry of cadmium. *Nature*, 263, 42-44.
- Braarud, T., Gaarder, K. R. & Nordli, O. (1958). Seasonal changes in the phytoplankton at various points off the Norwegian West Coast. *Rep. Norweg. Fish. Invest.*, 12 (3), 1-77.
- Breymann, v., M.T., Collier, R. & Suess, E. (1990). Magnesium adsorption and ion exchange in marine sediments: A multi-component model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3295-3313.
- Broecker, W. S. (1989). Some thoughts about the radiocarbon budget for the glacial Atlantic. *Paleoceanogr.*, 4 (2), 213-220.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G. & Wölfli, W. (1990). A salt oscillator in the Glacial Northern Atlantic. Submitted to *Paleoceanogr.*
- Broecker, W. S. & Peng, T. H. (1982). *Tracers in the Sea*. New York: Eldigio Press, 690 S.
- Broecker, W. S. & Van Donk, J. (1970). Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8, 169-198.
- Bruland, K. W. (1983). Trace elements in the sea. In J. P. Riley & G. Skirrow (Eds.), *Chemical Oceanography* London: Academic Press.
- Bruland, K. W., Knauer, G. A. & Martin, J. H. (1978). Cadmium in northeast Pacific waters. *Limnol. Oceanogr.*, 23, 618-625.
- Carmack, E. C. & Aagaard, K. (1973). On the deep water of the Geenland Sea. *Deep-Sea Res.*, 20, 687-715.
- Carstens, J. (1988) Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächengewässern der Framstraße, Nordatlantik. Diplom-Arbeit, Univ. Bremen.
- Chan, L. H., Drummond, D., Edmond, J. M. & Grant, B. (1977). On the barium data from the Atlantic GEOSECS Expedition. *Deep-Sea Res.*, 24, 613-649.
- Chave, K. E. (1954). Aspects of biochemistry of magnesium: 1. Calcareous marine organisms. *J. Geol.*, 62, 266-283.
- Corliss, B. H. & Emerson, S. (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Res.*, 37 (3), 381-400.
- Cronblad, H. G. & Malmgren, B. A. (1981). Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. *Nature*, 291, 61-64.
- Dansgaard, W., White, J. C. W. & Johnson, S. J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.
- Delaney, M. L. (1989). Temporal changes in interstitial water chemistry and calcite recrystallization in marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95, 23-37.
- Delaney, M. L. (1989). Uptake of Cadmium into calcite shells by planktonic foraminifera. *Chem. Geol.*, 78, 159-165.
- Delaney, M. L., Be, A. W. H. & Boyle, E. A. (1985). Li, Sr, Mg, Na in foraminiferal calcite shells from laboratory culture, sediment traps, and sediment cores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1327-1341.
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S.-A. & Lee, A. J. (1988). The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanogr.*, 20, 103-151.
- Dietrich, G. (1969). Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean. *Conc. Internat. Explor. Mer Ser. Hydrogr.*, 140 S.
- Dietrich, G., Kalle, W., Kraus, W. & Siedler, G. (1980). *Allgemeine Meereskunde*. Berlin: Gebr. Bornträger, 593 S.
- Dietrich, G., Kalle, W. & Siedler, G. (1980). *Oceanography*. New York: John Wiley & Sons, 626 S.
- Dodd, J. R. (1964). Environmental control of strontium and magnesium in *Mytilus*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 385-398.
- Dodd, J. R. (1967). Magnesium and Strontium in calcareous skeletons: A review. *J. Paleont.*, 41 (6), 1313-1329.
- Drever, J. I. (1974). The magnesium problem. In E. D. Goldberg (Eds.), *The Sea*, 337-357. New York: John Wiley & Sons.

- Duckworth, D. L. (1977). Magnesium concentration in the tests of the planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides*. J. Foram. Res., 7 (4), 304-312.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M. & Hendy, C. H. (1984). C-13 record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. Quat. Res., 21, 225-243.
- Duplessy, J. C. (1978). Isotope studies. In J. Gribbin (Ed.), Climatic change, Cambridge, 44-67.
- Duplessy, J. C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J. & Moyes, J. (1986). Direct dating of the oxygen isotope record of the last deglaciation by ^{14}C accelerator mass spectrometry. Nature, 320, 350-352.
- Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, G., Pujol, C. & Duprat, J. (1981). Deglacial warming in the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 35, 121-144.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L. & Blanc, P. L. (1988). Norwegian Sea Deep Water variations over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical implications. In H. Wanner & U. Siegenthaler (Eds.), Long and short term variability of climate, 83-116.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N. (1988). Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the deepwater circulation. Paleoceanogr., 3 (3), 343-360.
- Edmond, J. M., Measures, C., McDuff, R. E., Chan, L. H., Collier, R., Grant, B., Gorden, L. I. & Corliss, J. B. (1979). Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data. Earth Planet. Sci. Lett., 46, 1-18.
- Emiliani, C. (1955). Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera. Micropaleont., 1 (4), 377-380.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature, 342, 637-642.
- Feyling-Hansen, R. W. & Buzas, M. A. (1976). Emendation of *Cassidulina* and *Islandiella helenae* new species. J. Foram. Res., 6, 154-158.
- Fricke, H., Giere, O., Alfredsson, G. A., Kristjansson, J. K., Stoffers, P. & Svavarsson, J. (1989). Hydrothermal vent communities at the shallow subpolar Mid-Atlantic Ridge. Marine Biologie, 102, 425-429.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. (1970). Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II: Sediment-Petrologie. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 726 S.
- Gade, H. G. (1986). Features of fjord and ocean interaction. In B.G. Hurdle (Ed.): The Nordic Seas, 182-189.
- Gard, G. (1986). Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments. Boreas, 15, 217-229.
- Gard, G. (1987). Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. Paleoceanogr., 2, 519-529.
- Gard, G. (1988). Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and subarctic seas. Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst., 275, 45.
- Gard, G. (1988). Late Quaternary calcareous nannofossil biozonation, chronology and paleo-oceanography in areas north of the Faroe-Island Ridge. Quat. Sci. Rev., 7, 65-78.
- Gehring, H. (1989). Beitrag zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405.000 Jahre. Diplom-Arbeit, Univ. Kiel.
- Goldberg, E. (1954). Marine Geochemistry I - Chemical scavengers of the sea. J. Geol., 62.
- Goldberg, E. D. (1974). The Sea. New York: John Wiley & Sons, Vol. 5, 895 S.
- Goll, B. & Björklund, K. R. (1989). A new radiolarian biostratigraphy for the Neogene of the Norwegian Sea: ODP Leg 104. In O. Eldholm, J. Thiede, E. Taylor et al. (Eds.), Proc. ODP Sci. Res., 104, 697-738. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Haake, F. W. & Plauemann, U. (1989). Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. Boreas, 18 (4), 343-356.
- Hancock, J. M. (1984). Cretaceous. In K. W. Glennie (Ed.), Introduction to the petroleum geology of the North Sea, 133-150. Blackwell Sci. Publ.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991). Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. Nature, 350, 409-411.
- Hecht, A. & Savin, S. M. (1972). Phenotypic variation and oxygen isotope ratios in recent planktonic foraminifera. J. Foram. Res., 2, 55-67.
- Heggie, D., Kahn, D. & Fischer, K. (1986). Trace metals in metalliferous sediments, MANOP site M: Interfacial pore water profiles. Earth Planet. Sci. Lett., 80, 106-116.

- Henrich, R. (1988). Cycles, rhythms and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. In U. Bleil & J. Thiede (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, London: Kluwer Academic Publisher, Vol. 30, 213-244.
- Henrich, R. (1989). Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere Climate. In O. Edholm, J. Thiede, E. Taylor et al. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, 104, 189-232. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989). Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. *Mar. Geol.*, 86, 283-319.
- Henrich, R. & Wefer, G. (1986). Dissolution of biogenetic carbonates: Effects of skeletal structure. *Mar. Geol.*, 70, 341-362.
- Henrich, R., Wolf, T., Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989). Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Northern Hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vøring Plateau-ODP leg 104 drillsites. In O. Edholm, J. Thiede, E. Taylor et al. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, 104, 77-188. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Hester, K. & Boyle, E. A. (1982). Water chemistry control of cadmium content in Recent benthic foraminifera. *Nature*, 298, 260-262.
- Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., Bodungen, v., B. & Thiede, J. (1988). Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1. Juni bis 28. September 1988. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer", 10, 1-358.
- Holland, H. D. (1978). The chemistry of the atmosphere and oceans. John Wiley & Sons, 351 S.
- Hopkins, T. S. (1988). Review of physical oceanography and literature from 1972. *Saqlantcen Report*, 124.
- Izuka, S. K. (1988). Relationship of magnesium and other minor elements in tests of *Cassidulina subglobosa* and *corriangulata* to physical oceanic properties. *J. Foram. Res.*, 18 (2), 151-157.
- Jansen, E. & Björklund, K. R. (1985). Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15.000 BP to present. *Boreas* (14), 243-257.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. (1985). Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*(49), 189-206.
- Jansen, E., Sejrup, H. P., Fjæran, T., Hald, M., Holtedahl, H. & Skarbø, O. (1983). Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 63, 117-146.
- Jansen, E., Sjøholm, J., Bleil, U. & Erichsen, J. A. (1988). Neogene and Pleistocene glaciations in the northern hemisphere and late Miocene - Pliocene global ice volume fluctuations: Evidence from the Norwegian Sea. In U. Bleil & J. Thiede (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, London: Kluwer Academic Publisher, Vol. 30, 677-706.
- Jansen, E., Slettemark, B., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Røfsen, S. (1989). Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 MA: Paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic. In O. Edholm, J. Thiede, E. Taylor et al. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, 104. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Jansen, E. & Veum, T. (1990). Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature*, 343, 612-616.
- Johannessen, O. M. (1986). Brief overview of the physical oceanography. In B.G. Hurdle (Ed.): *The Nordic Seas*, 102-127.
- Jones, G. A. & Keigwin, L. D. (1988). Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation. *Nature*, 336, 56-59.
- Karpuz, K. N. & Schrader, H. (1989). Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations: The Greenland, Iceland and Norwegian Sea. *Paleoceanogr.*, 5 (4), 557-580.
- Kassens, H. (1990). Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer", Universität Kiel, 24, 1-117.
- Keigwin, L. D. & Boyle, E. A. (1989). Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 73, 85-106.
- Kellogg, T. B. (1975). Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea. In S.A. Bowling & G. Weller (Eds.): *Climate of the Arctic*, 3-36.
- Kellogg, T. B. (1976). Late Quaternary Climatic Changes: Evidence from the deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 77-110.
- Kellogg, T. B. (1977). Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. *Mar. Micropaleont.*, 2, 235-249.

- Kellogg, T. B. (1980). Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts. *Boreas*(9), 115-137.
- Kellogg, T. B., Duplessy, J. C. & Shackleton, N. (1978). Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. *Boreas* (7), 61-73.
- Kilbourne, R. T. & Sen Gupta, B. K. (1973). Elemental composition of planktonic foraminiferal tests in relation to temperature-depth habits and selective solution. *Geol. Soc. Am.*, 5, 408-409.
- Koltermann, K. P. (1987). Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. Dissertation, Univ. Hamburg.
- Krinsley, D. (1960). Trace elements in the tests of planktonic foraminifera. *Micropaleont.*, 63 (3), 297-300.
- Kroopnick, P. M., Weiss, R. F. & Craig, H. (1972). Total CO₂, ¹³C and dissolved oxygen-¹⁸O at GEOSECS II in the North Atlantic. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 16, 103-110.
- Kürzl, H. (1988). Exploratory data analysis: Recent advances for the interpretation of geochemical data. *J. Geochem. Explor.*, 17.
- Labeyrie, L. D. & Duplessy, J. C. (1985). Changes in the oceanic ¹³C/¹²C ratio during the last 140.000 years: High latitude surface water records. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 50, 217-240.
- Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C. & Blanc, P. L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125.000 years. *Nature*, 327, 477-482.
- Lackschewitz, K. S. (1991). Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (N'Island). Dissertation, Univ. Kiel.
- Lackschewitz, K. S., Oehmig, R. & Wallrabe-Adams, H.-J. (in press). Der aktive mittelozeanische Rücken als Sedimentationsraum - Zusammensetzung und Dynamik der Sedimente am Kolbeinsey Rücken (N'Island). *Zentralbl. Geol. Paläontol.*
- Lagoe, M. B. (1977). Recent benthic foraminifera from the central Arctic Ocean. *J. Foram. Res.*, 7, 106-130.
- Lea, D. & Boyle, E. (1989). Barium of benthic foraminifera controlled by bottom water composition. *Nature*, 338, 751-753.
- Lea, D. W. & Boyle, E. A. (1990). A 210.000 year record of barium variability in the deep northwest Atlantic Ocean. *Nature*, 347, 269-272.
- Lea, D. W. & Boyle, E. A. (1990). Foraminiferal reconstruction of barium distributions in water masses of the glacial ocean. *Paleoceanogr.*, 5 (5), 719-742.
- Lipps, J. H. & Ribbe, P. H. (1967). Electronprobe microanalysis of planktonic foraminifera. *J. Paleont.*, 41, 492-496.
- Lisitzin, A. P. (1972). Sedimentation in the world ocean. S.E.P.M. Special Publication, 17.
- Long, J. V. P. (1977). Electron probe microanalysis. In J. Zussman (Ed.), *Physical methods in determinative mineralogy*. London: Academic Press, 273-342.
- Lorens, R. B., Williams, D. F. & Bender, M. L. (1977). The early nonstructural chemical diagenesis of foraminiferal calcite. *J. Sed. Pet.*, 47 (4), 1602-1609.
- Lowenstamm, H. A. (1954). Environmental relations of modification compositions of certain carbonate secreting marine invertebrates. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 40, 39-48.
- Lutze, G. F., Agwu, C. O. C. & Altenbach, A. et al. (1988). Bericht über die "METEOR"-Fahrt 6-5, Dakar - Libreville 15.1.-16.2.1988. *Berichte Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Christian-Albrechts-Universität Kiel, B.R.D.*, 22, 1-60.
- Lutze, G. F. & Coulbourn, W. T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: Community structure and distribution. *Mar. Micropaleont.*, 8, 361-401.
- Lutze, G. F. & Thiel, H. (1989). Epibenthic foraminifera from elevated microhabitats: *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*. *J. Foram. Res.*, 19, 153-158.
- Mackensen, A. (1985) Verbreitung und Umwelt benthischer Foraminiferen in der Norwegischen See. Dissertation, Univ. Kiel.
- Mackensen, A. & Hald, M. (1988). *Cassidulina teretis* TAPPAN and *C. laevigata* d'ORBIGNY: Their modern and late Quaternary distribution in northern seas. *J. Foram. Res.*, 18 (1), 16-24.
- Mangerud, J., Furnes, H. & Johansen, J. (1986). A 9000-year-old ash bed on the Faroe Islands. *Quat. Res.*, 26, 262-265.
- Mangerud, J., Lies, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L. & Lømo, L. (1984). Younger Dryas ash bed in Western Norway, with possible correlations to the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quat. Res.*, 21, 85-104.
- Manheim, F. T. & Sayles, F. L. (1974). Composition and origin of interstitial waters of marine sediments, based on deep sea drill cores. In E. D. Goldberg (Ed.), *The Sea*. New York: John Wiley & Sons, 527-568.

- Mantyla, A. & Reid, J. L. (1983). Abyssal characteristics of the World Ocean water. *Deep-Sea Res.*, 30, 805-833.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987). Age dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-27.
- Matthießen, J. (1991). Dinoflagellaten-Cysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie. Dissertation, Univ. Kiel.
- McCorkle, D. C., Keigwin, L. D., Corliss, B. H. & Emerson, S. R. (1990). The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep sea benthic foraminifera. *Paleoceanogr.*, 5 (2), 161-186.
- McGill, R., Tukey, J. W. & Larsen, W. A. (1978). Variations of box plots. *Am. Statist.*, 32 (1).
- Meinke, J. (1983). The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. In H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani & J. Thiede (Eds.), *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge, New methods and concepts*. New York: NATO Conf. Ser., Plenum Press, 637-658.
- Midttun, L. (1985). Formation of dense bottom water in the Barent Sea. *Deep-Sea Res.*, 32 (10), 1233-1241.
- Midttun, L. (1989). Climatic fluctuations in the Barent Sea. *Rapp. P.- v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.*, 188, 23-35.
- Mix, A. C. & Fairbanks, R. G. (1985). North Atlantic surface ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 231-243.
- Mix, A. C. & Ruddiman, W. F. (1984). Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes. *Quat. Res.*, 21, 1-20.
- Mosby, H. (1959). Deep water in the Norwegian Sea. *Geophys. Publ.*, 21 (3), 63.
- Müller, T. J., Meincke, J. & Becker, G. A. (1979). The distribution of water masses on the Greenland-Scotland Ridge in August/September 1973: Data-Report. *Ber. IFM, Nr.62*, Univ. Kiel, 172.
- Murray, J. W. (1971). *An atlas of British recent foraminiferids*. London: Heinemann Educational Books, 244 S.
- Nilsen, T. H. (1983). Influence of the Greenland-Scotland Ridge on the Geological History of the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea Areas. In H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani & J. Thiede (Eds.), *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge, New methods and concepts*. New York: NATO Conf. Ser., Plenum Press, 457-478.
- Odum, H. T. (1957). Biogeochemical deposition of strontium. *Inst. Marine Sci. Pub.*, 4, 38-114.
- Paetsch, H. (1991). Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radio-isotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen. Dissertation, Univ. Kiel.
- Pagels, U. (1991). Paläo-Ozeanographie des östlichen Arktischen Ozeans während der letzten 250.000 Jahre. Dissertation, Univ. Kiel.
- Paquette, R. G., Bourke, R. H., Newton, J. F. & Perdue, W. (1985). East Greenland polar front in autumn. *J. Geophys. Res.*, 90 (C3), 4866-4882.
- Pedersen, J. (1987). Oseanografiske forandringer i Norske-Grønlands-havet ved overgangen Pleistocen/Holocen belyst ved diatomean-analytiske metoder. Diplom, Univ. Oslo.
- Perkin, R. G. & Lewis, E. L. (1984). Mixing in the West Spitsbergen Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1315-1325.
- Phleger, F. B., Parker, F. L. & Peirson, J. F. (1953). North Atlantic foraminifera. In H. Petterson (Ed.), *Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947-1948, v. VIII, Sediment cores from the North Atlantic Ocean*. Göteborg: Elanders Boktryckeri Aktiebolag, 122 S.
- Ponder, R. W. & Glendinning, I. G. (1974). The Mg content of some Miocene foraminifera in relation to their ecology and classification. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 15, 29-32.
- Prell, W. L., Imbrie, J., Martinson, D. G., Morley, N. G., Pisias, N. G., Shackleton, N. J. & Streeter, H. F. (1986). Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to late Quaternary. *Paleoceanogr.*, 1, 137-162.
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C. & Koltermann, K. P. (1987). Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.*, 92 (C7), 6719-6728.
- Quadfasel, D., Rudels, B. & Kurz, K. (1988). Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. *Deep-Sea Res.*, 35 (7), 1143-1150.
- Ramm, M. (1988). A stratigraphic study of Late Quaternary sediments on the Vøring-Plateau, eastern Norwegian Sea. *Mar. Geol.*, 83, 159-191.
- Ramm, M. (1989). Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea. *Boreas*, 18, 255-272.
- Reid, P. C. (1978). Dinoflagellate cysts in the plankton. *New Phytol.*, 80, 219-229.

- Reid, P. C. (1979). On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res.*, 26, 1199-1223.
- Reimann (1987). Aussagekraft der geochemischen Basisaufnahme - Mineralogische, geochemische und statistische Detailuntersuchungen an Bachsedimenten im alpinen Bereich. *Ber. Geol. B.A.*, 10, 1-210.
- Rodrigues, C. G., Hooper, K. & Jones, P. C. (1980). The apertural structures of *Islandiella* and *Cassidulina*. *J. Foram. Res.*, 10, 48-60.
- Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1976). Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600.000 years. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145, 111-146.
- Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1981). The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 35 (2-4), 145-214.
- Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1981). Oceanic mechanism for amplification of the 23.000 years ice-volume cycle. *Science*, 212, 617-627.
- Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. (1984). Ice-age thermal response and climatic role of the surface North Atlantic Ocean, 40° to 63° N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 381-396.
- Ruddiman, W. F., Shackleton, N. J. & McIntyre, A. (1986). North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 21, 155-173.
- Ruff, M. (1988) Untersuchungen an Sedimenten aus Großkastengreifern zwischen Jan Mayen und dem Vöring-Plateau. Diplom-Arbeit, Univ. Kiel.
- Sakshaug, E. & Holm-Hansen, O. (1984). Factors governing pelagic production in polar oceans. In O. Holm-Hansen, L. Boils, R. Gilles (Eds.), *Marine phytoplankton and productivity, Lecture note on coastal and estuarine studies*. New York, Heidelberg, Berlin: Springer, 8, 1-18.
- Sancetta, C. (1982). Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas. *Micropaleont.*, 28 (3), 221-257.
- Savin, S. M. & Douglas, R. G. (1973). Stable Isotope and magnesium geochemistry of Recent planktonic foraminifera from the South Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2327-2342.
- Savitzky, A. & Goley, J. E. (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedure. *Anal. Chem.*, 36, 1627-1639.
- Sayles, F. L. (1981). The composition and diagenesis of interstitial solutions - II. Fluxes and diagenesis at the water-sediment interface in the high latitude North and South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 1061-1086.
- Schiebel, A. (1991). Lösungsexperimente mit *N. pachyderma* (Ehrenberg 1861) sinistral: Untersuchungen der Gehäusestruktur und der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Signale an Exemplaren des Europäischen Nordmeeres. Diplom-Arbeit, Univ. Kiel.
- Schrader, H. J. & Schuette, G. (1981). Marine diatoms. In C. Emiliani (Ed.), *The Sea (7) The oceanic lithosphere*. New York: John Wiley & Sons, 1179-1232.
- Schroll, E. (1974). *Analytische Geochemie, Band I: Methodik*. Stuttgart: Enke-Verlag, 292 S.
- Shackleton, N. J. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Coll. Internat. Centr. Nat. Rech. Sci.*, 219, 203-210.
- Shackleton, N. J. & Chappell, J. (1986). Oxygen sea isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- Shor, A.W. & Poore, R.Z. (1979). Bottom currents and ice rafting in the North Atlantic. In B.P. Luyendyk, J.R. Cann et al. (Eds.), *Init. Repts. DSDP, 49*. Washington (U.S. Govt. Print. Off.), 859-872.
- Smeethie, W. M., Ostlund, H. G. & Looslie, H. H. (1986). Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: Evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39. *Deep-Sea Res.*, 33 (5), 675.
- Smeethie, W. M. I., Chipman, D. W., Swift, J. H. & Koltermann, K. P. (1988). Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: Evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deepwater exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Res.*, 35 (3), 347-369.
- Spiegler, D. & Jansen, E. (1989). Planktonic foraminifer biostratigraphy of Norwegian Sea sediments: ODP Leg 104. In O. Eldholm, J. Thiede, E. Taylor et al. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.*, 104, 681-696. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Stabell, B. (1986). A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits. *Geol. Rundsch.*, 75 (1), 175-184.
- Stabell, B. (1987). The diatom flora in the Fram Strait. A comparison with the Pleistocene/Holocene boundary flora in the Norwegian Sea. *Polar Res.*, 5, 321-322.

- Stoffers, P., Puteanus, D., Devey, C. W. & Botz, R. (1989). Submariner Vulkanismus und hydrothermale Mineralisation. Zwischenbericht 1989 zum Forschungsvorhaben "Der Grönland-Schottland-Rücken: Moderne submarine Geodynamik des wichtigsten 'Hot-spot'-Systems des Weltmeeres", Geol. Inst. d. Univ. Kiel, 2-45.
- Stoffyn-Egli, P. & Mackenzie, F. T. (1984). Mass balance of dissolved lithium in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 859-872.
- Streeter, S. S., Belanger, P. E., Kellogg, T. B., & Duplessy, J. C. (1982). Late Pleistocene Paleo-oceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Benthic foraminiferal evidence. *Quat. Res.*, 18, 72-90.
- Streeter, S. S. & Shackleton, N. J. (1979). Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000-year record of benthic foraminifera and oxygen-18. *Science*, 203, 168-171.
- Swift, J. H. (1984). A recent T-S shift in the deep water of the northern North Atlantic. In T. Takahashi & Hansen, J. (Eds.), *Climate processes and climate sensitivity*. Geophys. Monogr. Ser., 29.
- Swift, J. H. (1986). The Arctic Waters. In B.G. Hurdle (Ed.), *The Nordic Seas*. New York, Heidelberg, Berlin: Springer, 129-151.
- Swift, J. H. & Aagaard, K. (1981). Seasonal transitions and water mass formations in the Iceland and Greenland Seas. *Deep-Sea Res.*, 28A, 1107-1129.
- Swift, J. H., Aagaard, K. & Malmberg, S.-A. (1980). The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 27, 29-42.
- Swift, J. H. & Koltermann, K. P. (1988). The origin of Norwegian Sea Deep Water. *J. Geophys. Res.*, 93, 3563-3569.
- Talwani, M. & Edholm, O. (1977). Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 969-999.
- Thiede, J., Diesen, G. W., Knudsen, B.-E. & Snåre, T. (1986). Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Geol.*, 69, 323-352.
- Thierstein, H. R., Geitzenauer, K. R., Molfino, B. & Shackleton, N. J. (1977). Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5, 400-404.
- Thompson, T. G. & Chow, J. (1955). The strontium-calcium ratio in the carbonate-secreting marine organisms. *Deep-Sea Res.*, 3, 20-39.
- Thunell, R. C. (1982). Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 47, 165-180.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 482 S.
- Tukey, J. W. (1977). *Exploratory data analysis*. Reading, Mass.: Addison Wesley, 688 S.
- Turekian, K. K., Katz, A. & Chan, L. (1973). Trace element trapping in pteropod tests. *Oceanogr.*, 18, 240-249.
- Vinogradov, A. P. (1953). The elementary chemical composition of marine organisms. New Haven: Sears Found. Mar. Res., 647 S.
- Vogelsang, E. (1990) *Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope*. Dissertation, Univ. Kiel.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Gulliksen, S. & Løvlie, R. (1988). The last deglaciation (20.000 to 11.000 BP) on Andøya western Norway. *Boreas*, 17, 41-77.
- Wangersky, P. J. & Joensuu, A. O. (1963). Strontium, magnesium and manganese in fossil foraminifera carbonates. *J. Geol.*, 70, 477-483.
- Ward, J. H. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J. Am. Statist. Assoc.*, 58, 235-244.
- Wedepohl, K. H. (1978). *Handbook of Geochemistry*. Band 1, Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 442S.
- Weering, T. C. E., van & Qvale, G. (1983). Recent sediments and foraminiferal distribution in the Skagerrak, northeastern North Sea. *Mar. Geol.*, 57, 75-99.
- Wenzel, M. K. C. (1986). Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer hydrographischer Daten. *Ber. IFM, Univ. Kiel Nr.157*, 109.
- White, D. E. (1965). Saline waters of sedimentary rocks - in: *Fluids in subsurface environments - A symposium*. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 4, 342.
- Wohlfeil, K. (1982). Verbreitung, Herkunft und Bedeutung der Psephite des Seegebietes zwischen den Färöer und Island. "Meteor" Forsch. Ergeb., C 36, 31-56.
- Wohlfeil, K. (1983). Verteilung und Herkunft der Sedimente in Lotkernen von der Island-Färöer-Schwelle (Nordatlantik). *Geol. Rundsch.*, 72, 137-165.
- Wolf, T. C. W. (1990). *Paläo-ozeanographische-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen: (ODP LEG'S 105 und 104, DSDP LEG 81)*. Dissertation, Univ. Kiel.

- Wurzer, F. (1988). Application of robust statistics in the analysis of geochemical data. In C. F. Chung (Ed.), Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources. D. Reidel Publ. Co., 131-143.
- Yusuf, N. el. D. (1980). Magnesium und Strontium in Foraminiferen-Schalen als Anzeiger für Paläosalinität. N. Jb. Paläont. Mh., 373-384.
- Zahn, R., Winn, K. & Sarntheim, M. (1986). Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. Paleocyanogr., 1 (1), 27-42.
- Zolotarev, V. N. (1975). Mg and Sr in the shell calcite of some modern pelecypods. Geochem. Internat., 11 (2), 347-353.

Anhang

Verzeichnis der Abbildungen

List of figures in text

- Abb. 1 Übersichtskarte über das Europäische Nordmeer und den nordöstlichen Nordatlantik (nach Paquette et al., 1985; Johannessen, 1986; Swift, 1986; Bourke et al., 1987; 1988; Dickson et al., 1988; Midttun, 1989). Die rezente Oberflächenzirkulation ist durch Pfeile markiert. Ozeanographische Fronten sowie Grenzen der Eisbedeckung sind eingezeichnet. Abkürzungen werden im Text erklärt.
- Fig. 1 Bathymetric chart of the Norwegian-Greenland Sea and the northeastern North Atlantic. The recent circulation of surface water masses is marked by black arrows. Oceanographic boundaries and seasonal sea ice margins are included: Polar Front, Arctic Front, Subarctic Front, maximum winter sea ice cover, minimum summer sea ice cover. Abbreviations are explained in the text. (Data from Bourke et al., 1987; 1988; Dickson et al., 1988; Johannessen, 1986; Midttun, 1989; Paquette et al., 1985; Swift, 1986).
- Abb. 2 Zirkulationsmuster und Verteilung der Tiefen- und Bodenwassermassen im Europäischen Nordmeer und dem nordöstlichen Nordatlantik (nach Müller et al., 1979; Johannessen, 1986; Wenzel, 1986; Hopkins, 1988; Swift & Koltermann, 1988). Abkürzungen sind im Text erklärt. Die Karte zeigt außerdem die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentoberflächenproben (schwarze Punkte) und -kernprofile (Sterne). Tab. 2 zeigt die Liste der Nummern.
- Fig. 2 Location map exhibiting the surface samples (black dots) and the sediment cores (black stars) investigated in this study. List of numbers see Tab. 2 in text. Circulation and distribution of deep water masses in the Norwegian-Greenland Sea and the northeastern North Atlantic are included (according to Müller et al., 1979; Johannessen, 1986; Wenzel, 1986; Hopkins, 1988; Swift & Koltermann, 1988). Abbreviations are explained in the text.
- Abb. 3 Schematische Darstellung der globalen Wassermassenzirkulation ("Ocean Conveyor Belt" aus Broecker & Peng, 1982): Tiefenwassermassen (durchgezogene Linien), Oberflächenwassermassen (gestrichelte Linien), Orte der Tiefwasserbildung (offene runde Felder), Auftriebsgebiete (schwarze Punkte).
- Fig. 3 Schematic diagram showing the global circulation of water masses ("Conveyor belt"; from Broecker & Peng, 1982): Deep water masses (black lines), surface water masses (dashed lines), locations of deep water generation (open circles), upwelling areas (black dots).
- Abb. 4 Alters/Tiefen-Modelle der im Rahmen dieser Arbeit bearbeiteten Sedimentkerne
- Fig. 4 Age/depth models for sediment cores investigated in this study.
- Abb. 5 "Notched box plots" zur Beschreibung der Verteilung geochemischer Daten.
- Fig. 5 "Notched box plots", an "Exploratory data analysis" method describing the distribution of geochemical data.
- Abb. 6 Semi-quantitative Elementanalysen mit der Mikrosonde. Für mehrere Cadmium-, Barium- und Zinkanalysen an einer Probe werden "Background-" (kleine Vierecke) und entsprechende "Peak"-Werte (Punkte) gezeigt. Für die Elektronen-Mikroanalyse beträgt der kleinste auflösbare "Peak" 1% des "Background" (Long, 1977). Ca. 70% der "Peaks" liegen sogar oberhalb der für die "Background"-Werte eingezeichneten 5% Fehlerbereiche (Fehlerbalken an den kleinen Vierecken). Aus den einzelnen Messungen gemittelte "Background-" und "Peak"-Werte sind als gestrichelte Linien eingetragen. Der mittlere "Peak"-Wert liegt eindeutig außerhalb des 5%-Fehlerbereiches (schattierter Bereich), der für den mittleren "Background"-Wert angegeben ist.

- Fig. 6 Semi-quantitative element analyses by microprobe. "Background" (small squares) and "peak" data (small dots) are shown for a couple of cadmium, barium and zinc analyses performed in one sample. The smallest "peak" detectable by microprobe analysis is 1% of the "background" value (Long, 1977). Approximately 70% of the "peak" data shown here lie outside the 5% error bars, which are included for the "background" values. Mean "peak" and "background" values calculated from all spot analyses are indicated as dashed lines. As can be shown for the single measurements, the mean "peak" value obviously lies outside the 5% error range of the mean "background" value (stippled area), suggesting that cadmium, barium and zinc are detectable qualitatively by microprobe.
- Abb. 7 Der "Box plot"-Vergleich der "Background"-Daten und "Peak"-Daten-Verteilungen für Cadmium, Barium und Zink verdeutlicht die signifikant unterschiedlichen Verteilungen.
- Fig. 7 The comparison of "box plots" showing the distribution of "background" and "peak" data for cadmium, barium and zinc exemplifies the significantly different data distribution between "background" and "peak" values.
- Abb. 8 "Box plots" verdeutlichen die signifikant unterschiedlichen "Peak/background"-Verteilungen für Cadmium-Extrema in Kern M23065, die für eine paläo-ozeanographische Interpretation herangezogen werden.
- Fig. 8 "Box plots" exhibit the significantly different distributions of "peak/background" values for distinct cadmium extremes in core M23065, which are used for paleoceanographic interpretations.
- Abb. 9 "Box plots" verdeutlichen die nicht signifikant unterschiedlichen Meßwertverteilungen für Cadmium, Barium, Zink, Magnesium und Eisen, die an zwei Proben (M23065, 15 cm und 49 cm) mit a) einer möglichst hohen Anzahl von Einzelanalysen (z.B. Probe 15-1) und b) der in dieser Arbeit routinemäßig durchgeführten Meßanzahl vorgenommen wurden (z.B. Probe 15-2). Kursiv gedruckte Zahlen geben die aktuelle, in die Medianwert-Berechnung eingehende Punktanalysezahl an.
- Fig. 9 "Box plots" exhibit the distribution of spot analyses for cadmium, barium and zinc, which result from measurements of two samples (M23065, 15 cm and 49 cm). The first "box plot" (e.g. sample 15-1) results from a "high as possible" number of analyses, whereas the second "box plot" (e.g. sample 15-2) results from the "routinely" performed number of analyses. Numbers in *italics* give the actual number of spot analyses from which the median is calculated. Differences between both analyses are not significant.
- Abb. 10 Kovarianz-Diagramme zwischen Magnesium in benthischen und planktischen Foraminiferegehäusen (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*, *O. umbonatus*, *N. pachyderma* sin.) und dem kontaminierenden Element Eisen für a) alle im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentoberflächenproben, b) ein regional eng begrenztes Gebiet (Vöring Plateau), und c/d) Sedimentkern M23065. Horizontale und vertikale Achseneinteilungen sind unterschiedlich.
- Fig. 10 Covariance plots between magnesium in tests of benthic and planktonic foraminifers (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*, *O. umbonatus*, *N. pachyderma* sin.) and the "contaminant" element iron for a) all surface sediment samples investigated in this study, b) a restricted regional area (Vöring Plateau), and c/d) sediment core M23065. Note that vertical and horizontal scales vary between plots.
- Abb. 11 Die Reproduzierbarkeit der Mikrosondenanalysen für Magnesium, Cadmium, Barium und Zink wird anhand von Parallelmessungen derselben Proben aufgezeigt, die an *N. pachyderma* sin., *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* aus den Kernen K708-7, M23065 und ODP 643A sowie den Sedimentoberflächenproben 23004 und 23008 durchgeführt wurden. Aufgetragen sind jeweils die erste Messung gegen die zweite. Eine völlige Übereinstimmung der Messungen würde in einer Aufreihung der Meßwerte entlang der Diagonalen resultieren. Die mittleren Abweichungen von dieser Diagonalen, die aus den Differenzen der ersten und zweiten Messungen berechnet wurden, sind durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.

- Fig. 11 The reproducibility of magnesium, cadmium, barium and zinc analyses is tested by parallel measuring samples. Measurements were mostly performed in the same tests of *N. pachyderma* sin., *O. umbonatus* and *C. wuellerstorfi* from cores K708-7, M23065, ODP 643A and sediment surface samples 23004 and 23008. In the diagrams, the first analysis is plotted against the second. A definite correlation should result in dots aligned along the diagonal. Mean deviations from this diagonal calculated from the differences between the first and the second analyses are indicated as dashed lines.
- Abb. 12 Für Sedimentkern M23065 sind die Magnesium-Variationen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. bis in ca. 4.5 m Kerntiefe aufgetragen. Jeder geplottete Punkt stellt das arithmetische Mittel aus ca. 15 Einzelmessungen dar, die an jeweils drei Gehäusen pro Probe durchgeführt wurden. Für die unterlegten Kernabschnitte, die durch starke Konzentrationsänderungen charakterisiert sind, sind rechts neben der Kurve die Meßergebnisse der einzelnen Foraminiferen dargestellt. Die Meßpunkte sind aus jeweils 5-7 Einzelanalysen gemittelt. Obwohl die absoluten Konzentrationen von Magnesium zwischen den drei Foraminiferengehäusen variieren, zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung im Trend der Einzelkurven.
- Fig. 12 Downcore magnesium variations in tests of *N. pachyderma* sin. (core M23065). Each data point plotted represents the mean value calculated from approximately 15 spot analyses, which are performed in three foraminiferal tests per sample. For the stippled core segments, which are characterized by drastic changes in element concentrations, measurements for each foraminiferal test are plotted to the right of the final magnesium curve. These data points, therefore, are averaged from approximately 5 spot analyses. Though absolute magnesium concentrations differ between the three foraminiferal curves, trends do show obvious concordances.
- Abb. 13 Übereinstimmung der Cadmium-Kurvenverläufe in einzelnen Foraminiferengehäusen (Beschreibung s. Abb. 12).
- Fig. 13 Concordances of cadmium curves derived from measurements of single foraminiferal tests (description see Fig. 12)
- Abb. 14 Lösungsexperiment mit planktischen Foraminiferengehäusen in Lösungsschritten zu je 12 Stunden. Der Lösungsversuch wurde von Schiebel (1991) durchgeführt. Die "Box plots" lassen keine systematischen und signifikanten Änderungen der Konzentrationen für Magnesium, Eisen, Cadmium, Barium und Zink mit zunehmender Lösung erkennen, so daß eine Beeinflussung der Haupt- und Spurenelemente durch Karbonatlösung ausgeschlossen werden kann.
- Fig. 14 Dissolution experiment at 12 hour intervals performed on tests of planktonic foraminifers. The experiment was accomplished by Schiebel (1991). Trace element analyses were performed during this study. "Box plots" do not show any systematic and significant change of magnesium, iron, cadmium, barium and zinc concentrations with increasing dissolution. Obviously, trace elements in foraminiferal tests are not influenced by carbonate dissolution processes.
- Abb. 15 Mikro-Meßprofile über die Kammerwandung von *N. pachyderma* sin. zeigen mit zunehmender Lösung keine signifikanten Änderungen der Magnesium-Konzentration in randlichen Bereichen der Wand. Die "Box plots" überlappen sich eindeutig.
- Fig. 15 Trace element analyses along micro transects crossing the chamber walls of *N. pachyderma* sin. do not show significant changes in magnesium concentrations in the outer and inner parts with increasing dissolution. The notches of the "box plots" overlap significantly.
- Abb. 16 Elementkonzentrationen von Magnesium, Strontium und Eisen und "Peak/background"-Verhältnisse von Cadmium, Barium und Zink in Relation zu Lösungsindizes von Henrich et al. (1989) für zwei Sedimentkerne aus der Norwegischen See (M23065 und ODP 643A). Eine Korrelation zwischen beiden Parametern ist nicht vorhanden, so daß eine Beeinflussung der chemischen Elemente durch Karbonatlösung nicht vorliegt. Mit Signatur unterlegte Kurve = Lösungsindex-Kurve; unterlegte Linie = Haupt- und Spurenelemente in *N. pachyderma* sin.

- Fig. 16 Magnesium, strontium, iron concentrations and cadmium, barium, zinc "peak/background" ratios in relation to dissolution indices (Henrich et al., 1989) for two sediment cores from the Norwegian Sea (M23065 and ODP 643A). A correlation between both parameters cannot be observed, implying that carbonate dissolution does not influence the trace element content in foraminiferal tests. Dashed line = trace elements in *N. pachyderma* sin., stippled curve = dissolution index curve.
- Abb. 17 Magnesium-Konzentrationen benthischer (*C. wuellerstorfi*, *Cassidulina* spp.) und planktischer Foraminiferengehäuse (*N. pachyderma* sin.) aus verschiedenen Bereichen des Europäischen Nordmeeres: (a) Kolbeinsey Rücken, (b) Vøring Plateau und (c) SW-norwegischer Kontinentalhang. Die in Form von "Box plots" dargestellten Elementverteilungen lassen keine signifikanten Änderungen der Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse mit zunehmender Wassertiefe und demnach zunehmender Karbonatlösung erkennen. Eine Beeinflussung der Magnesium-Konzentrationen durch Temperatureffekte wird aufgrund des geringen Temperaturgradienten ausgeschlossen.
- Fig. 17 Magnesium concentrations in tests of benthic (*C. wuellerstorfi*, *Cassidulina* spp.) and planktonic foraminifers (*N. pachyderma* sin.) from different regions of the Norwegian-Greenland Sea: a) Kolbeinsey Ridge, b) Vøring Plateau and c) SW-Norwegian continental slope. The distribution of element concentrations and "peak/background" ratios, which are shown as "box plots", do not change significantly with increasing water depth and, thus, with generally increasing carbonate dissolution. Temperature effects influencing the magnesium concentrations can be ruled out, since the temperature gradients in the areas investigated are neglectable.
- Abb. 18 Prozentuale Häufigkeit einzelner Elementsignale an der pro Probe durchgeführten Gesamtanalysenzahl (planktische Foraminiferen). Aufgetragen ist die "Trefferquote" (%) z.B. von Magnesium gegen die auftretende Häufigkeit dieser "Trefferquote" (Count).
- Fig. 18 Percentage of element signals per total number of analyses accomplished in one sample (planktonic foraminiferal tests). The "element score" in percent (e.g. for magnesium) is plotted against the frequency (count) at which this "element score" occurs.
- Abb. 19 Prozentuale Häufigkeit einzelner Elementsignale an der pro Probe durchgeführten Gesamtanalysenzahl (benthische Foraminiferen). Aufgetragen ist die "Trefferquote" (%) z.B. von Magnesium gegen die auftretende Häufigkeit dieser "Trefferquote" (Count).
- Fig. 19 Percentage of element signals per total number of analyses accomplished in one sample (benthic foraminiferal tests). The "element score" in percent (e.g. for magnesium) is plotted against the frequency (count) at which this "element score" occurs.
- Abb. 20 Vergleichende Darstellung der Magnesium-Konzentrationen in der benthischen Foraminifere *Cassidulina* spp. und der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. aus Sedimentoberflächenproben vom Kolbeinsey Rücken. Wassertemperaturen (Kreise) und Wassertiefen (schwarze Punkte) sind angegeben.
- Fig. 20 Comparison of magnesium concentrations in benthic (*Cassidulina* spp.) and planktonic foraminiferal tests (*N. pachyderma* sin.) from sediment surface samples from Kolbeinsey Ridge. Water temperature values (open circles and plus signs) as well as the actual water depths (small black circles) are indicated.
- Abb. 21 Magnesium-Konzentrationen benthischer Foraminiferengehäuse (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) aus Sedimentoberflächenproben unterschiedlicher Meeresgebiete in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Die Daten stammen überwiegend aus dem Europäischen Nordmeer. *Hoeglundina elegans* kommt aus Oberflächensedimenten des Guinea Beckens (Südatlantik).
- Fig. 21 Magnesium concentrations of benthic foraminiferal tests (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) from sediment surface samples of different areas in relation to water depth. Data are mainly from the Norwegian-Greenland Sea. Tests of *H. elegans* are from sediment surface samples from the Guinea Basin (South Atlantic).

- Abb. 22 Cadmium-, Barium-, und Zink-"Peak/background"-Verhältnisse in benthischen Foraminiferengehäusen (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) aus Sedimentoberflächenproben der Grönländischen See, der Norwegischen See, der Isländischen See, und des Südatlantiks in Abhängigkeit von der Wassertiefe.
- Fig. 22 "Peak/background" ratios of cadmium, barium and zinc in benthic foraminiferal tests (*Cassidulina* spp., *C. wuellerstorfi*, *H. elegans*) from sediment surface samples of the Greenland Sea, the Norwegian Sea, the Iceland Sea and the South Atlantic in relation to water depth.
- Abb. 23 Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus von *N. pachyderma* sin. für Sedimentkerne a) 21295, b) M23065, c) ODP 643A, d) M23359 und e) K708-7.
- Fig. 23 Downcore geochemical variability in tests of *N. pachyderma* sin. for sediment cores: a) 21295, b) M23065, c) ODP 643A, d) M23359 and e) K708-7. Geochemical variations of magnesium, strontium, iron, cadmium, barium and zinc are shown.
- Abb. 24 Magnesium-Häufigkeitsverteilungen für planktische (*N. pachyderma* sin.) (linke Spalte) und benthische Foraminiferen (*O. umbonatus*, *Uvigerina* spp.) (rechte Spalte). Die Magnesium-Gehalte von *N. pachyderma* sin. sind deutlich geringer als die der benthischen Foraminiferenarten.
- Fig. 24 Frequency distribution of magnesium in planktonic (*N. pachyderma* sin.; left column) and benthic foraminiferal tests (*O. umbonatus*, *Uvigerina* spp.; right column). Magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin. are significantly lower than in benthic tests.
- Abb. 25 Geochemische Variabilität im Gehäusechemismus benthischer Foraminiferen für Sedimentkerne a) M23065, b) ODP 643A, c) M23359 und d) K708-7.
- Fig. 25 Downcore geochemical variability in benthic foraminiferal tests for sediment cores: a) M23065, b) ODP 643A, c) M23359 and d) K708-7. Geochemical variations of magnesium, iron, cadmium, barium and zinc are shown.
- Abb. 26 Vergleich der Magnesium- und Cadmium-Konzentrationen der benthischen Foraminiferenarten *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* aus Sedimentkern M23359. Die absoluten Magnesium-Konzentrationen in beiden Arten weichen zum Teil voneinander ab, wobei aber keine der beiden Arten generell höhere bzw. niedrigere Konzentrationen aufweist. Der allgemeine Kurvenverlauf zeigt ebenso wie bei Cadmium gute Übereinstimmung in beiden Foraminiferenarten.
- Fig. 26 Comparison of magnesium and cadmium concentrations in tests of different benthic foraminiferal species (*C. wuellerstorfi* and *O. umbonatus*) selected from sediment core M23359. Absolute magnesium concentrations and cadmium "peak/background" ratios differ somewhat, however, general trends are concordant.
- Abb. 27 Mit Hilfe der Faktorenanalyse wurden für die untersuchten Proben 6 Faktoren extrahiert. Variable, die die einzelnen Faktoren charakterisieren, sind schwarz dargestellt. Ihre Faktorenladungen sind > 0.5 .
- Fig. 27 The factor analysis which was accomplished on *N. pachyderma* sin. samples, reveals six factors. Variables, which characterize particular factors are marked in black. Corresponding factor loadings are > 0.5 or < -0.5 .
- Abb. 28 Das Dendrogramm der Clusteranalyse nach dem Verfahren von Ward (1963) veranschaulicht die Unterteilung der Proben in drei große Probencluster. Die gestrichelte Linie markiert die Position der vorgenommenen Unterteilung.
- Fig. 28 The dendrogram derived by the cluster analysis (Ward, 1963) groups the samples into three main clusters. The dashed line marks the position, at which the subdivision has been taken up.
- Abb. 29 Mit Hilfe der Clusteranalyse werden die Sedimente der vier untersuchten Tiefseekerne Kalt- und Warmstadien zugeordnet. Clustergruppe 2 (schwarze Punkte) repräsentiert glaziale Umweltbedingungen, Clustergruppe 3 (offene Kreise) zeigt interglaziale Bedingungen an.

- Fig. 29 Sediments investigated by cluster analysis can be classified into "cold" and "warm" groups. Cluster 2 (black dots) represents glacial environmental conditions with low magnesium concentrations and light oxygen isotope values. Cluster 3 (open circles) represents interglacial conditions with high magnesium concentrations and heavy oxygen isotope values.
- Abb. 30 Geochemische Beziehungen zwischen Nährstoffgehalten im Bodenwasser, Barium-Konzentrationen im Bodenwasser und Barium-Gehalten in benthischen Foraminiferengehäusen.
Abb. 30a zeigt die positive Korrelation zwischen der Alkalinität von Bodenwassermassen und den Barium-Gehalten derselben Wassermassen. Die Daten stammen aus Lea & Boyle (1989), wobei nur die Atlantik-Daten gezeigt werden, aufgegliedert in Südatlantik, äquatorialer Atlantik, Nordatlantik und Europäisches Nordmeer (s. Legende Abb. 30d).
Abb. 30b zeigt den in Lea & Boyle (1989) veröffentlichten Zusammenhang zwischen den Barium-Gehalten in Bodenwassermassen und den Barium-Konzentrationen in benthischen Foraminiferengehäusen. Es werden nur atlantische Daten gezeigt.
Abb. 30c zeigt die Korrelation zwischen Silikatgehalten und Barium-Gehalten in Bodenwassermassen. Die Barium-Daten sind aus Lea & Boyle (1989) entnommen. Die Silikat-Werte wurden den Datensätzen der GEOSECS-Station 15, 16, 19, 108 und 109 entnommen.
Abb. 30d zeigt die positive Korrelation zwischen den Barium-Gehalten benthischer Foraminiferengehäuse und den Silikatkonzentrationen entsprechender Bodenwassermassen. Barium-Werte für benthische Foraminiferen stammen aus Lea & Boyle (1989). Silikatwerte siehe Abb. 30c.
Gepunktetes Feld: Südatlantik-Daten; schrattiertes Feld: äquatorialer Atlantik; gestricheltes Feld: Nordatlantik-Daten inkl. Europäisches Nordmeer. Eingezeichnet sind zusätzlich die aktuellen Meßpunkte sowie die Barium-Werte benthischer Foraminiferengehäuse aus dem Europäischen Nordmeer (großes schwarzes Viereck) und aus dem Südatlantik (großer dunkler Punkt), die im Rahmen dieser Arbeit erhoben wurden.
- Fig. 30 Geochemical relation between barium in benthic foraminiferal tests, nutrient contents and barium concentrations in bottom water masses.
Fig. 30a shows the positive correlation between alkalinity and barium concentrations in bottom water masses. Data are from Lea & Boyle (1989). Only Atlantic data are shown, subdivided into South Atlantic, Equatorial Atlantic, North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea (see legend Fig. 30d).
Fig. 30b reveals the relation between barium concentrations in bottom water masses and barium concentrations in benthic foraminiferal tests. This relation was described by Lea & Boyle (1989). Only Atlantic data are shown.
Fig. 30c exhibits the correlation between silicate and barium in bottom water masses. Barium data are from Lea & Boyle (1989). Silicate data are taken from GEOSECS stations 15, 16, 19, 108, and 109 (Bainbridge, 1981).
Fig. 30d shows the positive correlation between barium concentrations in benthic foraminiferal tests and silicate concentrations of bottom water masses. Barium data are from Lea & Boyle (1989). Silicate-data see Fig. 30c.
Stippled area: South Atlantic-data; hatched area: Equatorial Atlantic; dashed area: North Atlantic inclusive Norwegian-Greenland Sea. Actual data points are shown as well as barium data of benthic foraminiferal tests from the Norwegian-Greenland Sea (big dark square) and the South Atlantic (big dark circle) derived in this study.
- Abb. 31 Variationen der Magnesium-Konzentrationen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für die letzten ca. 180.000 Jahre. Niedrige Magnesiumkonzentrationen treten in ausgeprägten Glazialzeiten auf. Maximale Konzentrationen sind während des Stadiums 5 und während des Holozäns zu beobachten.
- Fig. 31 Downcore variations of magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin. for the last 180,000 years. Low magnesium concentrations appear during glacials. Maximum concentrations are restricted to warm periods (stage 5 and the Holocene).

- Abb. 32 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. zu isoto-
pen-geochemischen und sedimentologischen Parametern für die Sauerstoffisotopen-
Stadien 6 und 5. Sauerstoffisotopen-Daten wurden von Ruddiman et al. (1986), Gehring
(1989), Vogelsang (1990), Wolf (1990) und Shackleton (unveröffentlicht) erarbeitet.
Coccolithen-Daten sind von Baumann (1990). Karbonatwerte und Daten planktischer
Foraminiferen sind von Ruddiman et al. (1986), Ruff (1988), Gehring (1989), Henrich et
al. (1989) und Wolf (1990). Die Oberflächenwassertemperaturen für Kern K708-7 wurden
von Ruddiman et al. (1986) berechnet. Die Alters-Tiefen-Beziehung ist über die
Sauerstoffisotopenkurve geplottet.
Abb. 32a) Sedimentkerne M23065 und ODP 643A.
Abb. 32b) Sedimentkerne M23359 und K708-7.
- Fig. 32 Comparison of magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin. to oxygen
isotope records and sedimentological parameters for stages 6 and 5. Oxygen isotope
data are from Ruddiman et al. (1986), Gehring (1989), Vogelsang (1990), Wolf (1990) and
Shackleton (unpubl.). Coccolith data are from Baumann (1990). Carbonate and planktonic
foraminifer data are published by Ruddiman et al. (1986), Ruff (1988), Gehring (1989),
Henrich et al. (1989) and Wolf (1990). Sea surface temperatures for core K708-7 are
calculated from Ruddiman et al. (1986). The depth/age relation is plotted on top of the
oxygen isotope curve.
Fig. 32a) sediment cores M23065 and ODP 643A
Fig. 32b) sediment cores M23359 and K708-7
- Abb. 33 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. in den Kernen 21295,
M23065, ODP 643A, M23359 und K708-7 zu isoto-
pen-geochemischen und
sedimentologischen Parametern (s. Abb. 32) für die Sauerstoffisotopen-Stadien 4 und 3.
- Fig. 33 Comparison of magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin. to oxygen
isotope records and sedimentological parameters (see Fig. 32) for stages 4 and 3.
- Abb. 34 Vergleich der Magnesium-Variationen von *N. pachyderma* sin. in den Kernen 21295,
M23065, ODP 643A, M23359 und K708-7 zu isoto-
pen-geochemischen und
sedimentologischen Parametern (s. Abb. 32) für die Sauerstoffisotopen-Stadien 2 und 1.
Die Karbonat-Daten für Kern 21295 wurden von Pagels (1991) zur Verfügung gestellt.
Sauerstoffisotopen-Daten sind aus Jones & Keigwin (1988).
- Fig. 34 Comparison of magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin. to oxygen
isotope records and sedimentological parameters (see Fig. 32) for stages 2 and 1.
Carbonate data for core 21295 are from Pagels (1991). Oxygen isotope data are from
Jones & Keigwin (1988).
- Abb. 35 Magnesium-Variationen in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für die letzten ca. 180.000
Jahre im östlichen Europäischen Nordmeer. Die durchgezogene Kurve setzt sich aus
Magnesium-Werten der Kerne M23065 und ODP 643A zusammen ("Curve stacking")
und stellt die Magnesium-Verhältnisse in Oberflächenwassermassen im Bereich des
Vöring Plateaus dar; die gestrichelte Kurve beinhaltet zudem Werte des Sedimentkerns
M23359 und gilt entsprechend für die Norwegische See. Sauerstoffisotopen-
Ereignisse, die von Vogelsang (1990) in Sedimentkern M23065 identifiziert wurden, sind
eingetragen. Die Coccolithen-Daten stammen von Baumann (1990), Angaben über
eistransportiertes Material (IRD) ist von Henrich (pers. Mtg).
- Fig. 35 Stacked downcore variations of magnesium concentrations in tests of *N. pachyderma* sin.
for the last 180,000 years in the Norwegian Sea. The black line is derived from "curve
stacking" of cores M23065 and ODP 643A, thus representing magnesium variations in
surface water masses in the Vöring Plateau area. The dashed curve includes magnesium
data from cores M23065, ODP 643A and M23359, thus represents magnesium variations
in the Norwegian Sea. Oxygen isotope events identified by Vogelsang (1990) in core
M23065 are marked. Coccolith data are from Baumann (1990). Information about ice-
rafted detritus (IRD) is from Henrich (pers. com.).

- Abb. 36 Magnesium-Variationen in Gehäusen benthischer Foraminiferen (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi* und *Uvigerina* spp.) für die letzten ca. 180.000 Jahre. Glaziale Kernabschnitte, in denen *C. wuellerstorfi* nicht repräsentiert ist, werden mit Hilfe von *O. umbonatus* abgedeckt. Für Kern M23065 ist die aus $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* kombinierte Gesamtbenthos-Sauerstoffisotopenkurve (Vogelsang, 1990) eingetragen.
- Fig. 36 Downcore variations of magnesium concentrations in benthic foraminiferal tests (*O. umbonatus*, *C. wuellerstorfi*, *Uvigerina* spp.) for the last 180,000 years. Glacial core sections, in which *C. wuellerstorfi* is not present are covered by *O. umbonatus*. For core M23065, the oxygen isotope curve combined from *C. wuellerstorfi* and *O. umbonatus* data (Vogelsang, 1990) is included.
- Abb. 37 Variationen der Cadmium- und Barium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für Sedimentkern M23065 im Vergleich zu isotoopen-geochemischen (Vogelsang, 1990), sedimentologischen (Henrich et al., 1989) und sedimentphysikalischen Parametern (1990). Angaben der Cadmium-Absolutkonzentrationen stammen von Boyle (pers. Mtg.).
- Fig. 37 Downcore variations of cadmium and barium "peak/background" ratios in tests of *N. pachyderma* sin. (core M23065) in comparison to the oxygen isotope record (Vogelsang, 1990), sedimentological (Henrich et al., 1989) and physical property data (Kassens, 1990). Absolute cadmium concentrations are from Boyle (pers. com.).
- Abb. 38 Variationen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. für die letzten ca. 180.000 Jahre. Kleine Pfeile markieren Probenpunkte, die nicht berücksichtigt wurden. Sie beruhen vermutlich auf analytischen Fehlern. Der große schwarze Punkt markiert das starke Auftreten von Diatomeen im Europäischen Nordmeer und im nordöstlichen Nordatlantik. Sauerstoffisotopen-Ereignisse, die von Vogelsang (1990) in Kern M23065 identifiziert wurden, sind eingezeichnet.
- Fig. 38 Downcore variations of cadmium "peak/background" ratios in tests of *N. pachyderma* sin. for the last 180,000 years. Small arrows mark data points which are excluded from the data set due to analytical errors. The big black circle marks a significant occurrence of diatoms in the Norwegian-Greenland Sea and in the northeastern North Atlantic. Oxygen isotope events identified by Vogelsang (1990) in core M23065 are indicated.
- Abb. 39 Übereinstimmung eines Diatomeen-Maximums (pers. Mtg. Dettmer) mit dem Cadmium-"Peak/background"-Maximum in Gehäusen von *N. pachyderma* sin. aus Sedimenten des Kernes K708-7 (Rockall Plateau). Beide Produktivitätsindikatoren verweisen auf relativ erhöhte Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen im nordöstlichen Nordatlantik zwischen ca. 8500 J.v.h. und 9500 J.v.h..
- Fig. 39 Correlation between diatom occurrences (Dettmer, pers. com.) and a cadmium "peak/background" maximum in tests of *N. pachyderma* sin. from core K708-7 (Rockall Plateau). Both indicators of surface water productivity indicate a relative increase in primary productivity in surface water masses in the northeastern North Atlantic.
- Abb. 40 Variationen der Cadmium-"Peak/background"-Verhältnisse in Gehäusen benthischer Foraminiferen für die letzten ca. 180.000 Jahre.
- Fig. 40 Downcore variations of cadmium "peak/background" ratios in tests of *N. pachyderma* sin. for the last 180,000 years.

- Abb. 41 Zusammenfassende schematisierte Darstellung der thermalen Entwicklung der Oberflächenwassermassen sowie der Nährstoffsituation in Oberflächenwassermassen des östlichen Europäischen Nordmeeres und des nordöstlichen Nordatlantiks. Dicke schwarze Linien: stark vereinfachte Magnesium-Kurven (*N. pachyderma* sin.); dünne Linien: Sauerstoffisotopenkurven von Jones & Keigwin (1988), Ruddiman et al. (1986) und Vogelsang (1990); I und II: postglaziale Erwärmungsphasen im Magnesium-Signal; Coccolithen-Daten nach Baumann (1990); IRD: eistransportiertes Material nach Henrich (pers. Mtg.); schwarze Balken: relative Erhöhung der Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser (Cadmium-Gehalte in Gehäusen von *N. pachyderma* sin.); Kreis: Diatomeenmaximum in Kern K708-7 (Dettmer, pers. Mtg.); T I und T II: Terminationen; MWP: Schmelzwasserzufuhr ("Melt water pulse") nach Fairbanks (1989).
- Fig. 41 Schematic diagram showing the thermal evolution and the nutrient situation in surface water masses of the eastern Norwegian-Greenland Sea and the northeastern North Atlantic. Broad black lines: schematic magnesium variations in tests of *N. pachyderma* sin.; thin black lines: oxygen isotope curves from Jones & Keigwin (1988), Ruddiman et al. (1986) and Vogelsang (1990); I and II: postglacial warming phases interpreted from magnesium signals; coccolith data according to Baumann (1990); IRD: ice-rafted detritus according to Henrich (pers. com.); black bars: relative increase of surface water productivity (Cadmium in tests of *N. pachyderma* sin.); circle: maximum diatom abundance in core K708-7 according to Dettmer (pers. com.); T I and T II: terminations; MWP: melt water pulse according to Fairbanks (1989).

Verzeichnis der Tabellen im Text

List of tables in text

- | | |
|---------|--|
| Tab. 1 | Charakteristika der Wassermassen im Europäischen Nordmeer nach Swift (1986) und Johannessen (1986). |
| Table 1 | Characteristics of water masses in the Norwegian-Greenland Sea. |
| Tab. 2 | Chemische Elemente im Meerwasser. |
| Table 2 | Chemical elements in sea water. |
| Tab. 3 | Geographische Positionen und technische Daten der untersuchten Sedimentkerne, Oberflächenproben und Sedimentfallen. Kastenlote (KAL) haben eine Grundfläche von 30 x 30 cm, Großkastengreifer (GKG) haben eine Grundfläche von 50 x 50 cm, Schwerelote (SL) haben einen Durchmesser von 12 cm. |
| Table 3 | Geographical positions and technical data of sediment cores and sediment surface samples investigated in this study. Kasten cores (KAL) have a base area of 30 x 30 cm, spade box cores (GKG) have a base area of 50 x 50 cm. Gravity cores (SL) have a diameter of 12 cm. |
| Tab. 4 | Für die Datierung der Sedimentproben benutzte Altersangaben. |
| Table 4 | Age fixes used for sediment dating. |
| Tab. 5 | Korrelation zwischen Lösungsindizes von Foraminiferen und deren Elementkonzentrationen bzw. "Peak/background"-Verhältnisse am Beispiel zweier Sedimentkerne aus dem Europäischen Nordmeer (R = Korrelationskoeffizient). |
| Table 5 | Correlation between dissolution indices of foraminiferal tests and element concentrations and "peak/background" ratios for two sediment cores from the Norwegian-Greenland Sea (R = correlation coefficient). |
| Tab. 6 | Häufigkeit der registrierten Elementsignale an der Gesamtanalysenzahl pro Probe für <u>planktische Foraminiferen</u> (<i>N. pachyderma</i> sin.) sowie statistische Kenngrößen. |
| Table 6 | Frequency of element signals in relation to the total number of analyses performed per sample (tests of the planktonic foraminifer <i>N. pachyderma</i> sin.). Statistical parameters are added. |
| Tab. 7 | Häufigkeit der registrierten Elementsignale an der Gesamtanalysenzahl pro Probe für <u>benthische Foraminiferen</u> sowie statistische Kenngrößen. |

Table 7	Frequency of element signals in relation to the total number of analyses performed per sample (benthic foraminiferal tests). Statistical parameters are added.
Tab. 8	Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von Foraminiferengehäusen aus Oberflächensedimenten des Kolbeinsey Rückens (<i>Cassidulina</i> spp., <i>N. pachyderma</i> sin.). Temperaturen wurden z.T. <i>in situ</i> gemessen, z.T. wurden sie den GEOSECS-Datensätzen (Station 15) entnommen (Bainbridge, 1981). Nährstoffgehalte entstammen ebenfalls der GEOSECS-Station 15 und sind für entsprechende Wassertiefen interpoliert.
Table 8	Trace element concentrations in foraminiferal tests from sediment surface samples from Kolbeinsey Ridge (<i>Cassidulina</i> spp., <i>N. pachyderma</i> sin.). Sea water temperatures were measured <i>in situ</i> . Nutrient data are from GEOSECS Station 15 (Bainbridge, 1981).
Tab. 9	Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von <i>C. wuellerstorfi</i> (Wue) und <i>Cassidulina</i> spp. (Cass.) vom grönländischen Kontinentalhang. Temperaturen aus Dietrich (1969). Nährstoffgehalte stammen von der GEOSECS-Station 16 (Bainbridge, 1981).
Table 9	Trace element concentrations in tests of <i>C. wuellerstorfi</i> (WUE) and <i>Cassidulina</i> spp. (CASS) from sediment surface samples from the Greenland continental slope. Temperature data are from Dietrich (1969). Nutrient data are from GEOSECS Station 16 (Bainbridge, 1981).
Tab. 10	Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen vom Vöring Plateau (<i>C. wuellerstorfi</i>) und entlang eines Profils am SW-lichen norwegischen Kontinentalhang (<i>Cassidulina</i> spp.). Temperaturangaben vom SW-lichen norwegischen Kontinentalhang aus Mackensen (1985) und vom Vöring Plateau aus Mosby (1959) und Koltermann (1987). Nährstoffgehalte entstammen der GEOSECS-Station 19 (Bainbridge, 1981) und sind für entsprechende Wassertiefen interpoliert.
Table 10	Trace element concentrations in tests of <i>C. wuellerstorfi</i> and <i>Cassidulina</i> spp. from sediment surface samples from Vöring Plateau and the southwestern Norwegian continental slope. Sea water temperatures from Mackensen (1985), Mosby (1959) and Koltermann (1987). Nutrient data from GEOSECS Station 19 (Bainbridge, 1981).
Tab. 11	Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen von <i>Hoeglundina elegans</i> . Temperaturangaben nach Lutze et al. (1988). Nährstoffangaben aus GEOSECS-Stationen 108 (SiO ₃) und 109 (Alkalinität) (Bainbridge, 1981).
Table 11	Trace element concentrations in tests of <i>Hoeglundina elegans</i> . Temperature data from Lutze et al. (1988). Nutrient data from GEOSECS Station 108 (SiO ₃) and 109 (alkalinity) (Bainbridge, 1981).
Tab. 12	Vergleich der Magnesium-Gehalte (MgO in ppm) in benthischen und planktischen Foraminiferengehäusen. Std = Standardabweichung, Min. = minimale Konzentration, Max. = maximale Konzentration.
Table 12	Comparison of magnesium concentrations (MgO in ppm) in benthic and planktonic foraminiferal tests. Std = standard deviation, Min = minimum concentration, Max = maximum concentration.
Tab. 13	Faktorenladungen. Variable, die die einzelnen Faktoren charakterisieren, sind unterstrichen. Ihre Faktorenladungen sind > 0.5 oder < -0.5.
Table 13	Factor loadings. Variables characterizing the factors are underlined. These factor loadings are > 0.5 or < -0.5.
Tab. 14	Die einzelnen Probencluster charakterisierenden Parameter. Charakteristische Parameter sind solche, die stark von den jeweiligen Mittelwerten des Grunddatensatzes abweichen. (+++) wesentlich höher als der Mittelwert; (++) höher als der Mittelwert; (----) wesentlich geringer als der Mittelwert; (--) geringer als der Mittelwert; (=) dem Mittelwert sehr ähnlich, dabei etwas geringer; (±) dem Mittelwert sehr ähnlich, dabei etwas höher.
Table 14	Parameters characterizing single clusters. Characterizing parameters deviate strongly from mean values of the basic data set. (+++) much higher than mean value; (++) higher than mean value; (----) much lower than mean value; (--) lower than mean value; (=) similar to mean value, somewhat lower; (±) similar to mean value, somewhat higher.

Verzeichnis der Tabellen I - IX des Anhanges

Der Datenanhang zur Arbeit (Tabellen I-IX) kann bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14, Bundesrepublik Deutschland, eingesehen werden

Tables I-IX in appendix.

Data presented in the appendix can be examined at GEOMAR, Research Center for Marine Geosciences, Christian-Albrechts-University at Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14, F.R.G.

Tab. Ia Table Ia	Vergleichsmessungen der Proben M23065-15 cm und 49 cm. Element analyses in samples M23065-15 cm and 49 cm comparing average element concentrations calculated by different numbers of analyses.
Tab. Ib Table Ib	Statistische Parameter zu den Vergleichsmessungen der Proben M23065-15 cm und 49 cm. Statistical parameters for data set presented in Table Ia.
Tab. II Table II	Korrelationskoeffizienten zwischen Haupt- bzw. Spurenelementen und dem kontaminierenden Element Eisen für Sedimentkerne und Sedimentoberflächenproben. Correlation coefficients calculated for covariances between distinct elements and the contaminant element iron for sediment cores and sediment surface samples.
Tab. III Table III	Meßergebnisse der Lösungsversuche. Results of dissolution experiments with foraminiferal tests.
Tab. IV Table IV	Ergebnisse der Lösungsversuche an Gehäusenwänden von Foraminiferen. Dissolution within chamber walls of foraminiferal tests.
Tab. V Table V	Zeitreihen-Datensatz, der für statistische Analysen herangezogen wird. Time series data set applied for statistical analyses.
Tab. VIa Table VIa	Faktorenanalyse. Factor analysis.
Tab. VIb Table VIb	Zuordnung der Proben aus Tab. V zu den Clustergruppen. Cluster groups and corresponding samples from Table VIa.
Tab. VII Table VII	Datentabellen <u>planktischer</u> und <u>benthischer</u> Foraminiferengehäuse aus Sedimentoberflächenproben; jeweils Kalzium, Magnesium, Eisen, Strontium, Cadmium, Barium und Zink für den Kolbeinsey Rücken, den grönländischen Kontinentalhang, den SW-norwegischen Kontinentalhang, das Vöring Plateau und das Guinea Becken. Data sets of planktonic and benthic foraminiferal tests from sediment surface samples. Calcium, magnesium, iron, strontium, cadmium, barium and zinc values inclusive statistical parameters are shown for the Kolbeinsey Ridge area, the Greenland continental slope, the southwestern Norwegian continental slope, the Vöring Plateau area and the Guinea Basin.
Tab. VIII Table VIII	Datentabellen <u>planktischer</u> Foraminiferengehäuse aus <u>Sedimentkernen</u> ; jeweils Kalzium, Magnesium, Eisen, Strontium, Cadmium, Barium und Zink für die Kerne K708-7, M23359, M23065, ODP 643A und 21295. Data sets of <u>planktonic</u> foraminiferal tests from <u>sediment cores</u> . Calcium, magnesium, iron, strontium, cadmium, barium and zinc values inclusive statistical parameters are shown for cores K708-7, M23359, M23065, ODP 643A and 21295.
Tab. IX Table IX	Datentabellen <u>benthischer</u> Foraminiferengehäuse aus <u>Sedimentkernen</u> ; jeweils Kalzium, Magnesium, Eisen, Cadmium, Barium und Zink für die Kerne K708-7, M23359, M23065 und ODP 643A. Data sets of <u>benthic</u> foraminiferal tests from <u>sediment cores</u> . Calcium, magnesium, iron, cadmium, barium and zinc values including statistical parameters are shown for cores K708-7, M23359, M23065 and ODP 643A.